地 質 學 報

ACTA GEOLOGICA SINICA

第41卷　　第1期

Vol. 41　　No. 1

1961

中 国 地 质 学 会
地质学报编輯委員会编輯
科 学 出 版 社 出 版

LIBRARY
NOV 9 1961
UNIVERSITY OF CALIFORNIA

7401
4774

地质学报　第四十一卷　第一期

目　　录

中国內陆盐湖鉀盐沉积的若干問題……袁見齐（1）
編制河南省一个山前平原农田灌溉水文地質图的初步經驗……紀传豪（6）
让矿坑水更好地为农田灌溉服务……王　鋭（13）
湘西前震旦紀板溪羣中复理石建造的发現及不整合問題的探討……王鶴年（16）
辽南地区前震旦紀地层划分及对比問題……禹昭求（23）
中国大地构造的几个基本問題……馬杏垣、游振东、譚应佳、楊巍然、李东旭、吳正文（30）
中国辽东一些多金属矿床中閃鋅矿的形成溫度与其物理化学性質的关系……楊象时（45）
論变質作用在鞍山式鉄矿床富矿形成上的意义……关广岳（65）
关于一个煤田煤的岩相及其地質因素的探討……黄振裕（77）
对"論岳麓砂岩"一文的意見……田奇瓗（88）
对"在接触式矿床傾斜岩层单面来水的条件下計算坑道涌水量的新公式"一文的意見……张振国（90）
第四紀地質座談会报导……孙殿卿（91）
华北前寒武紀地質及变質岩研究現場会議报导……前　寒（92）

Exchange

第41卷 第1期　　地質学报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

中国内陆盐湖鉀盐沉积的若干問題

袁見齐

一

全国人民热烈响应党的八届九中全会的伟大号召，正在努力貫徹执行国民經济以农业为基础及全党全民大办农业、大办粮食的方針。农业生产战綫上継續貫徹执行农业生产八字宪法，逐步做到耕地园田化、精耕細作，以爭取获得更高的单位面积产量。这样，就必然要施用更多的肥料。

鉀是农作物的一种重要营养素，各种谷物和技术作物都需要鉀，特别是块根作物、纤維作物、烟草等需要鉀更多。已知鉀肥可从植物灰、海草、煤灰中取得，还可从矿物原料中获得大量廉价的鉀素化肥。

地壳中含鉀的矿物頗多，但能够提供可溶性鉀化合物、作为肥料使用的則有限。最主要的是各种鉀的硫酸盐、氯化物及它們的复盐，其次是 K、Mg、Ca、Na 的复盐，統称为“鉀盐”。此外，如明矾石，及一些含鉀而不溶于水的矿物，經加工处理亦可制成鉀肥。如白榴石、海綠石、鉀长石以及含鉀高的頁岩、砂岩等。这些矿物的含鉀量很少超过 10%，其加工处理成本較高。目前最理想的鉀矿石仍然首推鉀盐。鉀盐又是重要的化工原料，所以大力寻找鉀盐矿产資源就成为地质工作的一項迫切任务。

近年来，在我国发現了現代盐湖矿床。这个发現提供了陆相地层中寻找鉀盐矿床的綫索。同时，通过对这一类矿床的研究，还提供了丰富的陆相成盐实际資料，使得有关的理論研究內容大大丰富起来，为我国寻找鉀盐矿床开辟了新方向。

二

中国陆相[1]盐类矿床的重要性是由中国大地构造特点和地质发展史所决定的。首先是中国境內絕大部分地区，从三迭紀海退以后就一直是陆地，为中、新生代以及現代陆相盐类沉积造成了有利条件。其次是中国的大地构造特点，在許多規模巨大，发展历史悠久，活动性大的中、新生代內陆盐盆地中形成了規模大、分异完全的盐类矿床，为鉀盐的富集造成了有利条件，这样就必須要从具体情况出发把鉀盐矿床成矿理論的普遍規律和我国陆相含盐地层广泛发育等具体特点結合起来，辯証地对待我国陆相鉀盐矿床形成的特点，而不为所謂一般規律所束縛。因此，就不能够因为我国內陆盆地是陆相沉积，就断定它沒有含鉀远景了。

中国大型陆相含盐盆地分布很广，就大地构造来說可以分为四种类型：

1) 这里說的陆相沉积是指不和大洋相通的內陆閉流盆地中的沉积，它的物质来源和大洋沒有直接联系，而不管它的面积大小和发展时間的长短，內陆海的沉积也包括在內。

1. 陆台上的巨大拗陷盆地和断陷盆地：中南地区有属于这一类型的盆地，这是中国地台的特点之一，不管我們怎样去理解它（准地台、活化地台、地洼等），它对陆相成盐造成了有利的条件。

2. 地槽区中間地块盆地：我国西北若干盆地是这个类型的典型例子。这些盆地是中生代到现在具有継承性沉陷的内陆盆地，有利于盐矿床的沉积。

3. 山前拗陷盆地：西北某些地区的山前拗陷是典型例子，这是中国地槽活动的特点之一，不管我們对中国地槽活动理解如何不同（地槽的运移、地槽的复活、地槽的多旋迴性），事实是中国某些地槽边緣在主要造山运动以后，形成了大規模的内陆盆地，其中沉积了巨大的陆相盐类矿床。

4. 地槽中的地向斜洼地：如西南地区的印支地向斜中，沉积了巨厚的中生代陆相地层，也是一种大型陆相含盐盆地。

这几种内陆盆地的大地构造位置虽不相同，但它們有共同的特点：它們都是规模巨大的内陆盆地，发育历史悠久，升降运动強烈，气候干旱。这样就具备了盆地中盐类物质来源丰富、分异性強、沉积完全的特点，就有利于鉀盐矿物的富集成矿。

盐类矿床的成因問題，虽然有过沙洲說（泻湖相）和沙漠說（陆相）的爭論，但近年来对大型鉀盐矿床的成因，已經被許多地质学者确定是泻湖相的。他們認为，陆相沉积中主要形成石膏、芒硝等盐类矿床，不能形成工业鉀矿床，同时对这个事实，还作出了各方面的理論解释：首先是内陆盆地规模小，物质来源不够丰富，盆地的发育时間远不如海盆地那么悠久，可溶盐类的分异不完全，对陆相盆地中形成的盐类矿床的規模和成分起了决定性的影响。特别是鉀离子容易被粘土物质所吸附，陆相盆地中的鉀被土壤和风砂所吸附而大量损失，使陆相盐类矿床中极端缺乏鉀，不能形成鉀盐矿床。因此沙洲說不断地得到丰富和发展，而沙漠說則很少被討論。

但是，在我国已发现的现代盐湖矿床中，則鉀含量之高，分布之广，是世界上其它已知含鉀盐湖所不能相比的。其开采、加工条件較之古代鉀盐矿床尙有許多优越之处。而且这些盐湖的晶間滷水中含鉀量更高，現在正在継續結晶出光卤石。如果这种盆地的自然地理环境沒有很大的改变，而新构造运动継續发展，可以預計光卤石的沉积还会在盐湖低洼部分継續增加。这一事实說明，"陆相沉积中不能形成鉀的工业矿床"的結論大有値得商榷之处。在事实面前，我們絕不能抹煞这种盆地的地质构造、地质发展史以及其沉积作用、盐类物质集聚的地球化学等一系列地质特征。抹煞这些特征，固定化和概念化地对待内陆盆地鉀盐成矿問題，采取一概否定的态度等，显然都是不正确和不科学的。如果因循于这种陈旧的观点，将有害于当前的鉀盐找矿工作，阻碍地质事业的发展。

三

通过对这些内陆盆地鉀盐矿床的研究，对其成矿地质特征，就其主要方面做了如下的探討：

关于鉀的来源問題是不能用其它盐湖的研究結果来解释的：1）这里的鉀不可能是殘留海水中来的，因为根据地质历史，所研究的盆地是侏罗紀或者最晚是第三紀早期已成为内陆的盆地，三迭紀以后这里就沒有过海浸。2）这里的鉀不可能是古代森林的草木灰中

淋滤来的，因为这里是极干燥地带，林木异常稀少。3)这里的鉀不可能是灌溉水带来的，因为这里以前从沒有耕地。4)这里的鉀不可能是泻湖相古鉀盐矿床溶解而来的，因为盆地中广泛分布着第三紀地层。它也是陆相沉积，如果其中有鉀盐矿床也应是陆相的。

我們必須从有关盆地的地理和地质条件来理解它的盐湖中富含鉀元素的原因：

根据所研究的盆地中各盐湖的物質成分特点，以及从盆地周围的地質和盆地发育历史来推断，盆地盐湖中鉀的可能来源有如下几个方面：1)山区岩石风化产物，主要是分布广泛的花崗岩风化产物；可能有一部分海相沉积中的盐类，經地表水(包括冰雪)搬运到盆地中来的；2)盐湖周围第四紀沉积物中的盐类被地下水溶解而进入湖中的；3)从盆地西部广泛分布的第三系含盐岩层中溶解而来的。不管这三种可能来源所占的比重如何，鉀的最初来源总是盆地周围山区岩石风化产物。因此鉀量的多寡，决定于：1)岩石含鉀的多寡；2)盆地和它的集水面积的大小；3)盆地周围山区岩石的风化剝蝕的速度。

盆地現代盐湖中鉀的富集，是盐类物質分异的結果，造成这里盐类物質分异的主要因素是：1)由于气候干湿交替，盐类物質在溶解、沉淀、再溶解、再沉淀的过程中发生了易溶的鉀、鎂盐类和比較难溶的硫酸盐类和碳酸盐类之間的分异；2)由于盆地各部分升降幅度的不均一性，使盆地中心至少經过了三次迁移，迁移的过程也就是含易溶物質較多的殘余滷水集中的过程。

从上面的簡单分析，可以認为該盆地現代盐湖中含鉀特别丰富的根本原因是：

1) 盆地面积广大，接受风化产物量大，盐类物質也就比較多；

2) 盆地的継承性发展，四周山脉不断隆起，盆地継續沉降，造成了盆地的長期封閉，也加速了山区岩石的风化剝蝕速度；

3) 盆地的長期发展(至少从第三紀初期起，或者从侏罗紀就已形成)，气候干湿交替，提供了盐类物質富集和分异的条件；

4) 盆地各部分沉降的不均一性加速了盐类物質的分异，提供了鉀盐矿物集中的有利条件。

粘土物質对鉀的吸附作用，在这里虽然也不例外，但是这种損失，就整个盆地来說是不大的，由于盆地四周有陡峻山脉的严密的包围，盆地內部物質运出盆地以外的数量是很微小的。至于盆地內部的鉀因粘土物質的吸附而趋于分散状态的情况倒也是明显的，就盆地中的一些現代盐湖中物質成分的分配情况估計鉀盐系数約在 1/100 至 1/1,000 之間。而流入这个湖滩的主要河流的河水中鉀、鈉离子比一般在 1:40 至 1:50 之間，这說明了湖水中的鉀是有損失的，但是，就在这个湖中正在进行着現代光卤石沉积說明了盐湖原始滷水成分中鉀含量即使低于海水，并沒有阻止后期的光卤石沉淀。这个事实說明鉀离子易被吸附的性質，确系影响陆相沉积中鉀盐集聚的因素。但是当其它条件有利于鉀的富集时，粘土的吸附作用就不能成为否定陆相鉀盐的决定性的因素。

四

关于鉀盐矿床形成条件的一系列問題，現在还待进一步研究。苏联的 M. Г. 瓦良什科和 M. П. 菲維格在这方面提出极有意义的意見，他們的意見是根据世界上許多鉀盐矿床的实际資料和理論推断而提出的。而在我国的一些盐湖中，却可以看到許多事实，这些事

实正好驗証了苏联地质学家們的理論，同时也証明了中国的陆相鉀盐矿床的形成条件，在某些方面是和泻湖相的鉀盐矿床的形成条件相符合的。

根据瓦良什科的意見，由于海水中含鉀量远远比它的含鈉量低，海水浓縮到鉀盐沉积的开始时，其液相的体积只为原来海水体积的 1—1.5%，这个体积差不多相当于在鉀盐沉积以前已經沉积下来的同相晶間孔隙的体积，如这些滷水不移动，則鉀盐的沉积只能充填在先沉积盐类的晶体之間，成为沒有工业意义的鉀盐岩石，因此必須有条件使沉淀鉀盐的滷水，移集在面积較小的盆地之中，才能形成高品位的鉀盐矿床。

我国的許多盐湖，它們的发育阶段正好达到了几乎全部剩余滷水都成为晶間滷水阶段。只有局部地区还留有地表滷水，其面积仅及整个盐盆地几十分之一或者更小些，形成几乎飽和的滷水水体，有些正达到了沉积光卤石和水氯鎂石的阶段，在这里就可以看到在蒸发強的季节里沉淀出光卤石晶体，也可以看到在这些水体的底部，已經沉积了光卤石薄层和盐岩成互层（含有光卤石的老盐层），卽使在已經干涸了的光卤石地区也毫无例外地都是属于比較低洼的地区，証明当光卤石沉积的时候这里也曾經是一个面积不大的水体，光卤石的沉积环境是和現在可以看到的情况是一致的。

这些情況說明在現代盐湖中光卤石的沉积都是在盐湖滷水蒸发后期，积聚在范围較小的低洼地区繼續蒸发而形成的，和瓦良什科所設想的鉀盐形成条件正相符合。值得注意的是这里許多盐湖的表面滷水积聚地点总是在湖的边緣，因此光卤石沉积地点也总是在广大盐类堆积面积某一边緣地段，在我們所見到的盐湖中，凡是滷水絕大部分轉为晶間滷水，而只留有极小面积的表面水体的盐湖里，盐沉积层的表面总是中間高而边緣低的；这是盐湖在这个阶段发展的必然結果，因为盐类物质总是从水的补給来源的地区向远离补給地区移动的，在以周边水为主要补給来源的湖中，湖的中間部分距离水的补給来源最远，因此盐类的繼續沉淀就必然抬高了盐沉积的表面，而湖的边緣部分就相对地成为低洼地区，这样就形成了提供光卤石沉积的小型盆地。

从这些具体事实，可以訊为沉积鉀盐的小型盆地的形成主要的是盐湖本身发展的結果，这不一定和地壳升降运动有关，而这些低洼也总是在整个盐盆地的边緣。

如果进一步考察一下这些沉淀光卤石的小型盆地的位置，它們无例外地都分布在周边水补給最充足的一面，就內陆盆地来說也就是靠近山势陡峻的一面，菲維格所指出来的泻湖相鉀盐沉积“位在供給盐类盆地的水侵入的对面地区”这正是泻湖紧靠陆地的地区，和这里的情況也正是可以相比的，不过在內陆盆地中的盐湖有时不紧一面靠山，周边水的补給可同时来自两側，因此它也可能是两側都同时出現有利于光卤石沉积的小洼地，不象泻湖那样只限于某一边緣。

上面的簡单討論，可以說明現代內陆盆地中光卤石的沉积的某些条件，正和泻湖相鉀盐矿床形成条件的某些推論相符合的，当我們研究內陆盆地成盐作用时，在強調它和泻湖相成盐条件的某些重要差别的同时，适当注意它們之間的某些共同之点，也可以互相补充、互相驗証，因而是有帮助的。

五

陆相沉积中找寻鉀盐矿床問題，曾經被不少地质学者所否定。但根据我国已知的事

实，結合我国大地构造及地質发展史的特点，陆相地层中找到鉀盐矿床的可能性是存在的，而且事实已証明它的希望是相当大的，如有些地区的中、新生代盆地的地質特征与上述盆地基本相似，因此寻找陆相鉀盐是值得注意的，而且在地質理論上亦是值得継續探討的問題。

参 考 文 献

中国科学院地质研究所：中国大地构造綱要，科学出版社，1959。

黄汲清：中国大地构造基本特征的初步总結，地質学报，第40卷，第1期，1960。

罗志立：四川盆地南部三迭紀地层时代划分意見，地質論評，第17卷，第4期，1957。

Н. М. 斯特拉霍夫：沉积矿产生成与分布的規律性，科学譯丛，1955。

Н. М. 斯特拉霍夫：沉积作用类型及沉积建造，地質譯丛，第4、5集，1957。

М. П. 菲維格：鉀盐矿床形成条件，地質譯丛，第10集，1956。

А. А. Иванов: Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолтехиздат, 1953.

А. А. Иванов: Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

А. И. Дженс-литовский; Методы комплексного исследования и разведки озерних соляных месторождений, 1957.

М. П. Фивег: Типы солеродных бассейнов. Тр. ВНИИГ, Вып. XXXII, 1956.

М. П. Фивег: Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. Закономерности размещения полезных ископаемых, Изд. АН СССР, 1958.

М. П. Фивег: О некоторых задачах геологического изучения калийных месторождений. Вод. геол. агрономических руд. Изд. АН СССР, 1956.

М. Г. Валяшко: Геохимия месторождений калийных солей, Вод. геол. агрономических руд. Изд. АН СССР, 1956.

Н. П. Червинский: Как были открыты калиевые соли в соликамске. Изв. АН СССР, серия геологическая, 1944.

В. И. Лебедев: О причинах отсутствия калийных солей среди галогенных осадков континентальных озер. Тр. ВНИИГ, Вып. XXXV, 1959.

A. W. Grabau: Sea salt and Desert salt, Assoc. ch. & Amer. Eng., Vol. XIX, No. 4, 1938.

W. C. Krumbein: Occurrence and Lithologic association of Evaporates in the U. S., Jour. Sed. Petro., Vol. 21, No. 2, 1951.

L. L. Sloss: The Significance of Evaporates, Jour, Sed. Petro., Vol. 23, No. 3, 1953.

V. Ebeling: Das Kanadische Kalivorkommen und die Schwieringkeiten seiner Erschliebung, Kali und Steinsalz, Bd. 3, H. 2, 1960.

第41卷 第1期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

編制河南省一个山前平原农田灌溉水文地質图的初步經驗

紀 傳 豪

一、利用羣众打井資料編图的好处

近年来，我国华北、西北等主要农业地区，在进行抗旱保丰收的斗爭中，开展了大規模的羣众性打井运动，在大量开发和利用地下水灌溉农田方面，取得了巨大的成績和丰富的經驗。为了更好地解决这些地区利用地下水灌溉的問題，首先須要摸清地下水的分布特征，然后制定出地下水开采、利用的規划。

針对上述情况，有必要按县、社为单位搜集羣众的打井資料，編制农田灌溉水文地質图，为合理开发、利用地下水和指导打井提供依据。

羣众在抗旱打井中积累了很多內容丰富的土层資料，在开采利用过程中还掌握了井內的水質、水量变化特征。因此，这些資料經过系統的搜集、整理和分析，是可以用来查明当地的水文地質条件的。

过去認为沒有做过水文地質勘探工作，未編制过地質、地貌、构造等基本图件，就沒有編制水文地質图的依据。但是，实践証明，利用羣众的打井資料能够直接編制出水文地質图，而且图件內容能更突出地反映出当地具体的水文地質条件、更好地服务于农田灌溉。

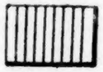
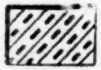
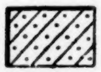
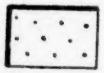
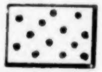
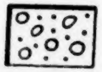
根据水井的水文地質特征和它的开采变化情况来划分区界不仅能眞实地反映每个地区的水文地質条件，而且还可以正确地指导开采，比利用地貌、构造等界綫划分区界的办法更合理。事实上，只有依靠这些丰富的打井資料，才有可能編制出为滿足农田灌溉需要的、特別是大比例尺的水文地質图。

有些人对利用羣众的打井資料編制水文地質图重視得不够，片面地強調来自羣众的資料是零散的、局部的、名称不統一、項目不全、利用起来麻煩等等，否定了它的科学价值。事实証明，羣众打井資料內容不仅包括了水文地質，而且在土层划分方面也比較詳細，土层名称既反映了顆粒結构，又反映了土层的顏色特征。因此，这对于研究第四紀地层的成因和层位对比，都具有重要的参考、利用价值。但是，搜集和整理羣众的資料是一項复杂而又細致的工作。在利用羣众的打井資料过程中，既要科学地分析研究、去粗取精、加工提炼，又必須与普及相結合。通过整理和总結，使原始材料充实、提高而成为系統性的东西，又要結合当地情况，名詞尽可能采用羣众容易理解的或习惯的叫法。最后編制出来的图件，应該达到通俗易懂、結合实际，并能为农村水利干部和打井队所利用。

二、資料的搜集、整理和分析

羣众打井过程中，对于井內的土层都进行了詳細的了解，有的地区还进行表格登記和

表1　河南省一个山前平原地区土层名称对照表

土名	黑灰軟泥 黑粘泥 黄胶泥 灰黄硬泥 黑炉土 淤泥	黄軟泥带砂性 灰黄軟泥带砂性 白五花泥带砂性 黄砂泥带面砂 杂花硬泥带灰面砂 鸡粪土	白五花泥带礓石 黄硬泥带礓石 黑泥带礓石 灰黄泥带礓石 黄軟泥带礓石 黄硬泥带礓石子	灰黄面砂 黄細砂泥 黄軟泥带粗砂 黑細面砂带泥性 黑色淤砂	青黄細砂 灰黄細砂 牛皮砂	黄粗砂 五花粗砂 粗砂带貝	河流石带砂 砂带石子	河流石 河流石带秀石
学名	粘　土	砂質粘土 （亚粘土）	砂質粘土夹砂礓 （或砂質粘土夹砾石）	粘土質砂 （亚砂土）	細　砂	粗　砂	砂砾石	卵　石
簡单鑑定方法	顆粒很細，难于搓出粉末。手指甲在它表面摩擦，呈光潤油滑。用刀切割时，表面光滑无砂粒。很湿时粘手，并可搓成細长条状	在手掌中揉躪时，不感覚是同等粉末。用刀切割时，感覚有砂粒存在。在潮湿状态下可以搓成細长条状	土层性質与砂質粘土相同，但其中夹有礓石块，礓石形状不規則，有时也夹小砾石	用手搓时，覚得有砂粉存在。用刀切割时，表面粗糙。潮湿状态下搓成細条，用手指一捏即散；搓成球面，則形成裂纹，但不破碎	手摩之象面粉，但用手搓时，有砂粒的感覚，比較松散	比細砂粗，肉眼可以看見清楚的顆粒，很松散	砾石內含粗砂。砾石顆粒直径介于2—20毫米之間	比砾石还要大，顆粒直径大于20毫米
图例								

簡单的描述,甚至保存有土样标本。搜集水井的土层資料,是編图的主要手段。

关于土层的名称問題,一般打井队都采用土名,根据河南省这个山前平原地区的統計,土层名称約有30多种。笔者認为,这些土层名称可以进行簡化,把沉积物性质相同的土层归併起来,并将当地羣众所叫的土名和学名进行对比,制成相应的对照表,以便用以作为分析資料时的参考。为了統一土层名称,編制了土层对照表(見表1)。

必須指出,土层定名的标准往往不一致,同一种土层在不同地区或同一地区的不同打井队都有不同的叫法。因此,必須按照不同地区和不同地质条件做若干个对照表,以便互相比較,求得統一。

所搜集的水井資料应分别登記,統一編号,并进行綜合整理和深入分析,如統一名称、校正錯誤等等。凡是可以利用而又具有代表性的水井,經过整理,分别按照一种統一的表格繪制成柱状图,并附加上必要的水文地质說明。表格內的项目应尽量簡单而全面,使一般打井人員能够填写。表格說明的项目必須根据現有資料的多寡决定,但主要的项目有:土层名称、厚度、埋藏深度、水位、水质和水量等等。

在沒有抽水試驗資料的地区,通过生产井(机井)的提水过程,仍可了解含水层的水量大小和变化情况。例如用多大口径的水泵进行抽水,多长时間能出多少水量,可澆多少亩土地,抽水过程中水位变化情况等等。这些数字虽然比較粗略,但与含水层的岩性、厚度等条件一起用于綜合分析时,仍可作为評价含水层水量的資料。

以往在水文地质調查中,对地下水水质的評价,主要根据化学試驗的資料,常常不結合灌溉利用的效果,因而容易造成片面的認識。可是,羣众在利用地下水灌溉或飲用过程中,对地下水的水质都有一定的了解,并能結合当地的实际情况作出正确的評价。例如甜水、苦水、咸水的分布地区;利用地下水灌溉之后,农作物生长情况和对土壤的影响等等。这些羣众經驗,是正确評价地下水水质的重要資料。

在半自流水分布地区,因承压水头距离地面比較浅,羣众常常采用"泉組河"的办法开采(有的地方叫做水柜)。这种开采方法是利用地形条件开挖3—5米深的"V"形渠道,然后在渠道內打井,使原来不能够自噴的承压水变成自噴,以利灌溉。"泉組河"的排列方向是横截地下水的流向,长度可达1,000多米左右,其位置分布在灌溉区的上游。这种具有方向性排列的开采井,其井距很近,往往可能发生水力干扰。因此,在搜集、整理这些开采井資料时,不能孤立地单从每个井进行分析、整理,而必須把它們連成一个整体,一方面了解它們之間的水力联系,另一方面了解它們在区域中变化的情况。

为了分析、研究含水层在厚度、岩性以及水质、水量等方面的变化規律,应选择某些具代表性的水井,連成数个纵、横方向的水文地质剖面,供編图时利用。此外,应根据这些水文地质剖面和其他控制点划分出水文地质条件相同的地段,供平面图分区时利用。

三、編图的原则与方法

过去編制水文地质图所采用的分区原则,主要是根据地质、地貌、构造等条件对水文地质的作用来进行划分的,这种分区原则对于編制小比例尺水文地质图,具有一定的意义,并能反映区域水文地质的一般規律。但是,在为农田灌溉而編制的大比例尺(1:25,000—1:100,000)水文地质图时,上述原则已不能做为分区的主要依据。根据地质、地貌、构造

等条件分区，則多偏重于理論方面的划分，分区名称也难免要采用构造、地貌等名詞，这些名詞在农田水利干部中往往不易被理解；更主要的原因在于这个分区原則不是从生产中存在的关鍵問題出发，因而它所反映出的內容也不可能說明比較具体的水文地質特征，卽不可能直接用于指导生产实践。

为农田灌漑而編制的水文地質图的主要特点是广泛利用了羣众的打井資料，通过对这些資料的分析和整理，首先了解本区的地下水分布規律和特征，然后再制訂全面的开采規划，提出合理的开采利用措施。因此，編制农田灌漑水文地質图件时，一般可分为两张：一张是“地下水分布图”，来用它表示地下水分布的特征及其开采的技术条件；另一张是“地下水开采規划图”，其目的是提出合理的开发、利用地下水方案，进一步指导勘探工作。

以下根据河南省一个山前平原地区的編图經驗，分別談談地下水分布图和地下水开采規划图的編制原則与方法：

（一）地下水分布图

河南省这个山前平原地区的地势比較平坦，其北部靠近山区边緣一带，地形較高，自北往南地形逐漸低洼，坡度約为千分之1—5左右。主要为河流冲积扇的第四紀堆积物构成的山前平原，含水层为砂砾石层和砂层。本区的水文地質条件与华北平原的太行山和燕山山前地带相似。因此，总結这种山前傾斜平原类型地区的編图原則与方法，具有广泛的意义。

这个平原地区的第四紀浅层自流水很丰富，开发利用浅层自流水旣經济又利于灌漑。由于潛水的埋藏条件与开采技术关系到开采利用是否經济的問題，因此，在編制地下水分布图时，关于分区等級划分方面，大区（第一級区）的主要內容应反映地下水的埋藏情况。該地区地下水分布图就是根据上述原則划分为四个大区的（图1），各大区的主要特征如下：

1. 潛水深埋区　本区的第四紀含水层中无自流水分布。第四紀的潛水埋藏很深，約20米左右，最深的达到30多米。提水比較困难，需要使用高压水泵才能开采。

2. 半自流水区　承压水头距离地面为1～3米左右，可利用开挖深度为5米左右的“泉組河”进行自流灌漑。

3. 自流水区　水头噴出地面約0.5—3.0米左右。自流水含水层埋藏很浅，从30米开始就可以遇到含水层的分布，利用一般打井工具就可以打自流井。

4. 潛水浅埋区　本区的自流水含水层埋藏很深，推测分布在50米以下，但是在上部潛水含水层中，水量很丰富，埋藏深度只有0.5—1.0米左右，有的地方由于潛水埋藏太浅，引起地表土壤盐碱化，影响农作物的生长。因此，本区所存在的主要水文地質問題，不是缺少水量，而是采取措施消除盐碱化作用对土壤的影响。

大区以下可以划分为小区（第二級分区）。小区的划分原則应根据主要的水文地質特征。决定山前平原的主要水文地質特征有以下的因素：（1）含水层的主要特征（包括含水层的岩性、厚度、层数等等）；（2）自流水含水层的埋藏深度；（3）地下水（包括潛水和自流水）水位及埋藏情况；（4）水井的出水量；（5）水質特征。

如果上述五个因素中有一个因素不同，而且具有一定的分布規律，就可以划分出小区。小区的划分是为了反映更具体的水文地質特征，便于指导打井。因此，小区的說明最好采用表格形式，以便包括詳尽的內容。

說明表的內容，除了包括上述分区的因素外，还应加上开采方法和措施，例如：井的类型、打井工具、井距、井深、口径、滤水管材料、塡料、提水工具等等。这样就可以更詳細地反映出各小区的开采技术条件。說明表中的文字应力求簡要，能采用数字表示就更好。

所有的小区都应按照次序編号，在图上采用数字表示。各大区可分别用顏色或符号表示。

关于其它的水文地質特征或者与水文地質条件有关的內容，在不引起图面复杂化的情况下，可采用特殊的符号或数字表示，例如地下水的主要流向、盐碱化和沼泽化分布的地区、河流和渠道的径流量、水庫的面积和庫容等等。

（二）地下水开采规划图

地下水开采規划图（图 2）是在地下水分布图的基础上編制的。它除了根据不同地区的水文地質条件提出各种合理的开采利用办法外，还必須詳細地計算各个地区的灌溉需水量和地下水的可能开采量，以便提出合理的开采措施。

規划內容应按照各个地区所需要的水量提出可能开发的計划井数。至于每一个开采井的具体位置，在以县为单位編制的規划图上可不表示；在按公社为单位編制的更大比例尺的規划图上，則必須将計划井位表示在图上。

进行地下水开采規划时，必須尽量利用原有的开采設备和习惯的开采方式，同时还必須考虑地表水和地下水的綜合利用，做到双保险，保証在大旱的情况下也能够得到足够的水量来灌溉。計算水量时，要从长远出发，考虑到最旱季节时地下水补給量的減少和灌溉用水量增加的情况。

規划的目的是为了解决农田灌溉用水問題。因此，必須掌握各种农作物的灌溉用水定額数字，以便計算它們的需水量。

根据这一山前平原的地下水分布特征，并結合当前合理的开采利用条件和經济条件，規划图中划分了以下四个灌溉区：

1. 河水灌溉区　本区位于潛水埋藏很深的地带，由于开采上的困难，利用地下水灌溉是不經济的，但流經本区的河流流量很大，最枯水季节的流量也有 3.5—5.0 公方/秒。根据本区耕地面积上种植棉花和小麦的灌溉用水定額統計，需要 1.9 公方/秒的水量。因此，引用河水灌溉，完全能够滿足用水量的需要。目前这里已建成水庫，蓄水后，是能滿足本灌溉区用水量的需要的。

2. 机井灌溉区　机井灌溉区主要是按照原来已經采用机井灌溉地区划分的，但部分地区需結合水文地質条件和开采条件进行修改。

本区主要位于半自流水区，含水层埋藏很浅，水量丰富，其水头距离地面只有 1—3 米左右。因为考虑到南部地区灌溉方便，故本区范围有所扩大；其中还包括了部分自流水区，水头大致接近地面，或者略高于地面。无疑，这一带地区采用机井开采是合理的。

图1. 河 南 省 一 个 山 前 平 原 地

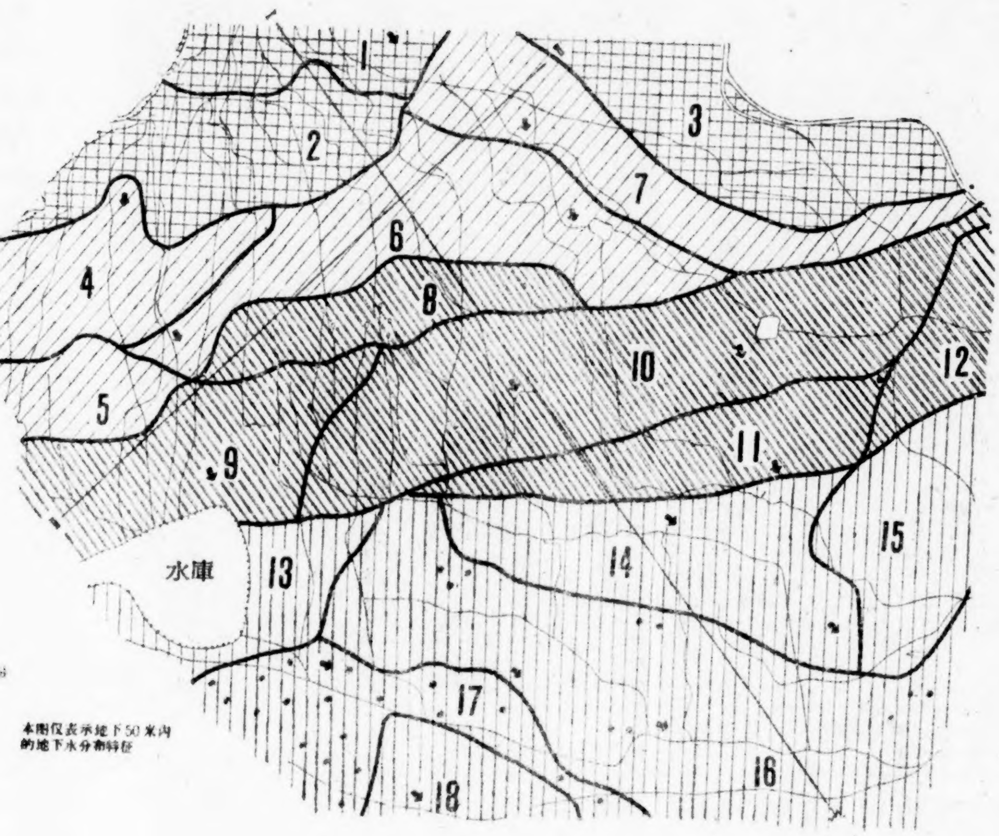
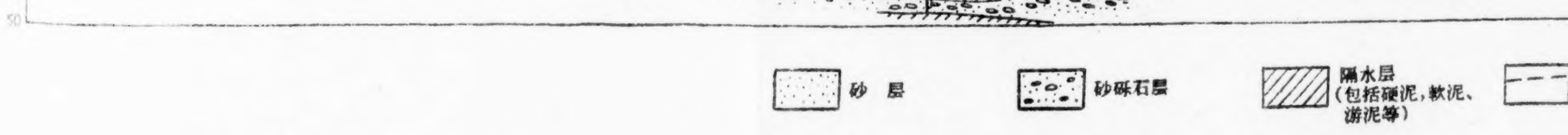


图 例

- 潜水深埋区，第四紀含水层中无自流水分布，潜水埋藏于地下20—30 米左右。开採提水困难地区
- 半自流水区，水头在地面以下 1—3 米左右，宜採用泉組河开发 承压水进行自流水灌漑地区
- 自流水区，含水层埋藏很浅，水头一般可噴出 0.5—3.0 米左右，宜打自流井地区
- 潜水浅埋区，本区盐碱化分布很广，宜挖排浅潜水的渠道网用以灌漑的地区
- 重盐碱化分布地区
- 地下水主要流向（潜水）

分区編号	含　　水
1	含水层为粗砂砾石，在地 层，每层厚度 1 米左右
2	在 25 米內含水层为粉砂土 料
3	含水层为砂卵石层，砂卵石 上。水层埋藏在砂卵石层的 不含水
4	含水层为砂砾石层，在 50 米 层比較薄，每层厚度一般只
5	含水层为砂砾石层，埋藏較 有一个含水层，厚度 8—20
6	含水层为砂砾石层，埋藏較 一层，厚度 10—15 米左右
7	含水层为砂砾石层，埋藏較 都不太規則，在 50 米以內，
8	含水层为砂砾石层，在 50 米 水层，每层厚度約 4—10 米
9	含水层为砂砾石层，在 50 含水层，每层厚度在 3—9 米
10	含水层为砂砾石层，在 50 米 別埋藏在地下 20 米和 40 米 3 米左右
11	含水层为砂砾石层，地下 50 含水层，每层厚度一般为 2—
12	含水层主要为細砂层，主要 有 3—4 层，下部細砂层中夹 达 10 多米
13	含水层为細砂层，靠近水庫 和沼泽化現象
14	在 50 米以內主要含水层为 布
15	在 30 米以內主要含水层为 体分布
16	在 50 米以內主要含水层为 以上，每层厚度一般只有 2— 状分布，地表盐碱化，一般較
17	含水层分布情況同 16 区但地
18	含水层分布情況同 16 区，地

水 文 地 質 剖 面 示 意 图　I—I′

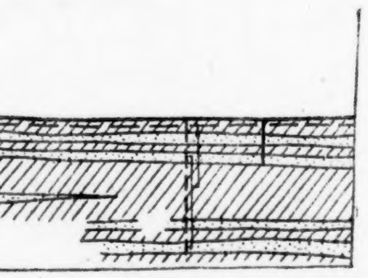


- 砂　层
- 砂礫石層
- 隔水层（包括硬泥，軟泥、游泥等）

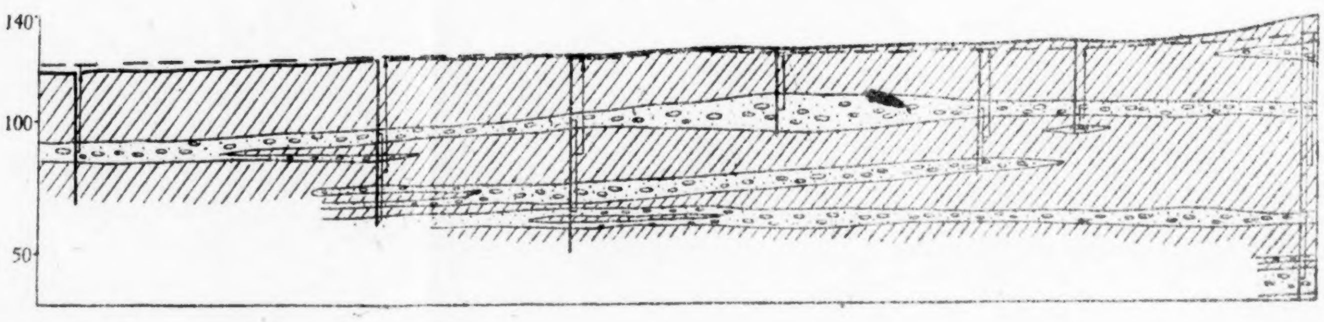
地区地下水分布示意图

分 区 說 明

水层	地下水位：自流水含水层埋藏深度(米)	地下水位：潜水位埋藏深度	地下水位：自流水的承压水头	每眼井出水量(公方/小时)：砖井	每眼井出水量(公方/小时)：机井	每眼井出水量(公方/小时)：自流井	水质	开采方法：井的类型	开采方法：打井工具	开采方法：井深(米)	开采方法：口径(毫米)	开采方法：提水工具
在地下10—30米內有2—4 左右	无	10—30米以上					重碳酸盐水，矿化度低于0.5克/公升，水质良好，宜灌溉	机井	鉆机 冲击錐 弹弓錐	40—100	200—300	高压水泵
粉砂土，深度25米以下缺資		8—20米左右							鉆机 冲击錐 旋轉錐 弹弓錐	30—100	200—700	
砂卵石层的厚度5—15米以 卵石层的下部。上部地层一般		15—30米以上		14.00					鉆机 冲击錐 弹弓錐	40—100	200—300	
在50米內有3—4层。含水 一般只有2—4米	10—30	2—5米左右	地表以下2.5米左右			28—37	重碳酸硫酸盐水，潜水矿化度0.5—1.0克/公升左右，自流水矿化度一般小于0.5克/公升。水质良好，宜灌溉。生活用水最好取自流水	自流井	鉆机 弹弓錐	50左右		挖泉組河
埋藏較深,在50米以內,主要 8—20米	30—50	2米左右	地表以下2.2米左右			25—37				大于50		
埋藏較浅,在50米內,主要有 米左右	10—30	1—2米左右	地表以下2.0—2.7米左右			11—28				30—50		
埋藏較浅,含水层厚度和分布 米以內,主要有两个含水层		2—10米左右		9.00		17—37				20—40		
在50米以內，主要有两个含 —10米左右		1—2米左右	水头接近地表或噴出地面几厘米			25—37				50左右		(自噴)
在50米以內主要有1—2个 3—9米左右	30—50	2米左右	噴出地面1—2.1米			25—40				大于50		
在50米以內,主要有2层,分 和40米的深度，每层厚度約			噴出地面1米左右			26						
地下50米內,主要有2—3个 般为2—5米	大于50		噴出地面1.5米左右			26						
层,主要含水层在50米內大約 砂层中夹有砾石，砂层最厚可			噴出地面2米多			40—127						
近水庫附近地表具有盐碱化	30—50	浅于0.5米	缺資料				重碳酸硫酸盐水，矿化度2.6克/公升左右，水质較差。但是深部水质比上部好，均宜灌溉利用	土井	人力挖	2左右	1000—2000	一般提水工具
水层为砂砾石层,呈透鏡体分	大于50	浅于2.0米		20.00				机井 砖井 土井	鉆机 弹弓錐 旋轉錐 人力挖	20—200 3—5	200—700 1000—2000	水泵水車
水层为細砂层,呈薄层的透鏡										20—200 3—5		
水层为細砂层，計有3—4层 只有2—3米左右，呈透鏡体 一般較輕，个别地区較严重		浅于1.0米		11.38 13.00						20—200 1.5—3.0		
区但地表盐碱化很严重				12.24								
区,地表盐碱化比較輕												

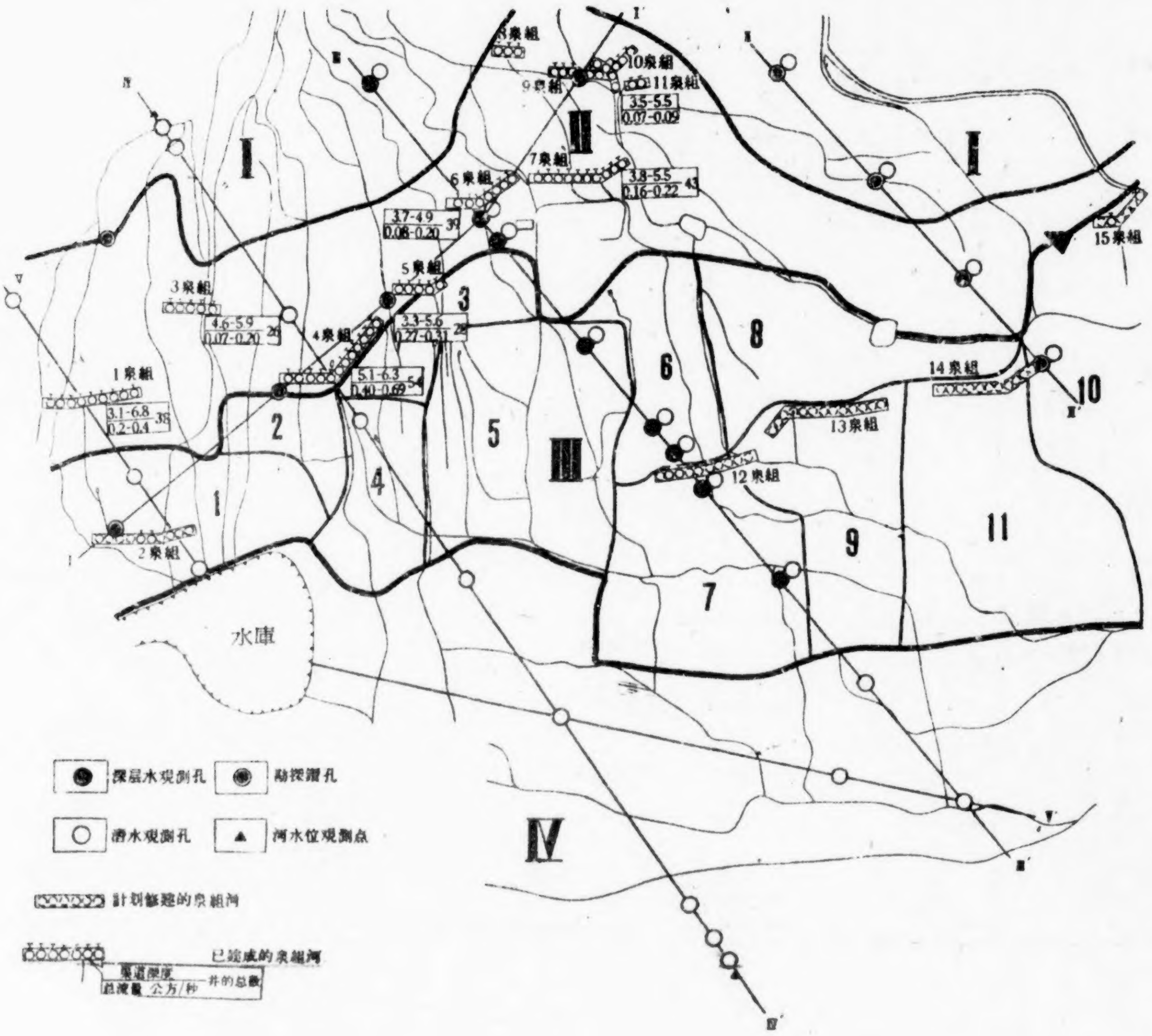


II——II′



地下水水位　　承压水的水头

图2. 河南省一个山前平原地区地



灌区编号		灌溉面积(亩)
I 河水灌区		
II 机井灌区		
III 泉組灌区	1	
	2	
	3	
	4	
	5	
	6	
	7	
	8	
	9	
	10	
	11	
IV 庫河灌区		

BERKELEY LIBRARY UNIVERSITY OF CALIFORNIA

地下水分布开采規划示意图

地下水規划說明表

…溉面积 (…亩)	需要水量 (立方米/秒)	目前灌区最低引入水量 (立方米/秒)	目前灌溉利用的水源	規划灌溉水源	开采措施和建議
	1.9	1.9	河水	河水	一、目前引水渠道尙应改进，截湾取直，減少滲漏損失，又可扩大水能利用 二、应进行 50 米以下深部含水层的勘探
	2.9	1.1	河水	机井	一、应打机井 210—320 眼 二、井間距离应大于 300 米 三、可用井底下泉的办法取深部半自流水，扩大水井出水量 四、在目前尙使用河水灌溉的情况下，机井应按需要分期分批来打，可先在缺水的东部地区打，而且应尽量使用河水，避免动力消耗 五、机井不应在泉組上游打，避免影响泉組的出水量
	0.63	0.20	第 1、第 2 泉組河水及部分河水灌区余水	第 1 泉組及第 2 泉組河水	一、整修第 1 泉組 二、第 2 泉組內再打 25 眼—30 眼
	0.16	0.07	第 3 泉組河水及部分河水灌区余水	第 3 泉組河水	把第 3 泉組原有的旧井加深，并加以合理保护
	0.27	0.07	第 6 泉組河水及部分河水灌区余水	第 6 泉組河水	一、整修第 6 泉組井加強保护 二、在灌区內打 10—51 眼自流井
	0.27	0.40	第 4 泉組河水及部分河水灌区余水	第 4 泉組河水	部分泉孔再加深
	0.84	0.27	第 5 泉組河水及部分河水灌区余水	第 5 泉組河水，第 4 泉組	一、原第 5 泉組保护方法很好不必修整 二、引第 4 泉組水 三、再打 20 眼自流井
	0.31	0.16	第 7 泉組河水及河水灌区余水	第 7 泉組河水，第 10 泉組河水	一、整修第 7 泉組，并合理保护 二、引第 10 泉組以滿足本灌区缺額
	0.46	0.03	第 12 泉組自流水，河水灌区余水及水庫庫水	第 12 泉組河水	沿第 12 泉組的东西方向再打 40 眼井
	0.42	0.24	第 10 及第 11 泉組河水及河水灌区余水	第 10 泉組及第 11 泉組河水	將第 11 及第 10 两泉組的 62 孔加深，并加強保护
	0.50		河水灌区余水及水庫庫水	第 13 泉組河水	第 13 泉組可打 50 眼井
	0.53	0.06	第 15 泉組自流水及部分河水灌区余水	第 15 泉組河水	第 15 泉組內打 28 眼井左右
	0.74	—	水庫庫水及河水灌区余水	第 14 泉組河水	第 14 泉組可打 50 眼井
	5.00	4.00	水庫庫水及河水	水庫庫水、河水及机井	一、地表水能滿足灌溉需要，个别地区如果为了灌溉便利，也可打少量机井开发深层水 二、盐碱化地区应挖深沟排水，降低潜水位

的旧
沛的
采的
分的，
“泉組
以控
用，可
为 1.4
流量，
上。
井。
源完
水年
在最
灌溉区
要。
重地
加速
可見，
灌溉
的水
50米
个既
的）。
开采規
开采規
以及不
計算了

根据本区耕地的需要如果全部利用地下水灌溉，则需要 2.9 公方/秒的水量。但现有的旧机井大約只能提供 1.1 公方/秒的水量。因此，还必須补打一部分新机井。

必須指出，新机井应按需要分期分批打，可先在本区东部最缺水的地区打。在河水充沛的时期，本区还可以利用一部分河水灌溉。既利用地下水也利用地表水，可減少机井开采的动力消耗，又可以实现双保险。

3.“泉組河”灌溉区　本区主要是根据原来已經利用“泉組河”进行灌溉的渠道系統划分的，它位于自流水区。該区虽然有条件打自流井灌溉，但为了綜合利用的目的，可采取“泉組河”的形式开采，把主要的“泉組河”布置在北部地势較高的位置上。这样，一方面可以控制最大的灌溉面积，利用居高临下的地形坡度进行自流灌溉；另一方面还便于水能利用，可以在渠道上利用水位落差修建小型发电站或水磨房等，以利于发展副业生产。

“泉組河”灌溉区的总需水量为 5.13 公方/秒。目前已經开采的“泉組河”流量，最小为 1.41 公方/秒，一般可达 2.57 公方/秒。有一部分“泉組河”内的井孔由于堵塞而減少了流量，如果經过整修，制定合理的保护措施，估計至少可以滿足常年流量 2.57 公方/秒以上。其余不足的水量，可以在部分“泉組河”内打新井增加流量，也可以再打一部分自流井。

4. 庫河灌溉区　庫河灌溉区是靠水庫和河水灌溉的。在一般的情况下，上述两个水源完全能够滿足本区全部耕地面积内灌溉需要的 5 公方/秒水量，且有剩余。就是在最枯水年份（1960 年）也能引入 4 公方/秒的水量。这样看来，在一般年份，水量是有余的，在最干旱的季节，虽然还缺少 1 公方/秒的水量，但是本区已挖了許多土井，而且北部各灌溉区多余的水又汇集于本区，由此，即使是在最干旱季节，水量也足以滿足灌溉的需要。

可是，本区由于潛水水位埋藏太浅，灌溉排水条件不良，大部分地区已形成盐碱化，严重地影响了作物的生长。如果采用河网化的灌溉办法，一方面能够利用河网的渠道排水，加速地下水的循环作用，以利于改造盐漬化地区；另一方面还可增加潛水的补給量。由此可見，本区不需要再大量打井开采地下水，只有在个别地势比較高的地区，如果利用渠道灌溉不方便，可根据当地需要而打少数机井。

当前編制的地下水規划图主要是利用现有資料編制的。这些資料尙不足以反映全区的水文地質条件，必須有目的地設計少量生产井研究尙未查明的水文地質問題。

該山前平原地区的现有水井大部分深度只有 50 米左右，因此，我們只能了解到地下 50米内的含水层分布情况；对于深部含水层的分布情况，有待于进一步探索。

为了詳細地計算本区地下水儲量，并取得深层水的充分資料，規划图中还布置了若干个既为了勘探又結合开采的深井（图中Ⅰ—Ⅰ′和Ⅱ—Ⅱ′剖面的深井就是为上述目的布置的）。此外，为了进一步研究本区的地下水动态变化規律，以便合理指导今后开采和利用，开采規划图的内容还应包括地下水长期观測网的布置。

上述农田灌溉水文地質图的編制，还仅是初次的尝試，尙存在不少的問題，尤其是在开采規划内容方面还不够詳細，例如灌溉需水量的計算，沒有考虑到不同地区、不同作物以及不同季节内用水量的变化情况等。在开采規划中，仅根据主要作物的灌溉用水定額計算了需水量，所計算的数字也比較粗略。此外，对于盐碱化地区的灌溉利用問題，因为

目前所掌握的資料不多，还未能提出比較具体的改造措施，这是規划內容中主要欠缺的部分。

搜集、利用羣众打井資料編图的主要特点是：时間短，見效快，一般从搜集、整理資料到編制成图件的整个过程，只需要10—15天左右。无可否認，因为时間很短，所搜集、利用的資料，仅是主要的一部分，因此图件內容还有条件再进一步丰富，特别是在今后打井工作中，新資料又不断地增加，尙待逐漸补充和修改。

第41卷 第1期 地質学报 Vol. 41, No. 1
1961年7月 ACTA GEOLOGICA SINICA July, 1961

让矿坑水更好地为农田灌溉服务

王 銳

一、前 言

我国国民經济的发展，必須以农业为基础，以工业为主导，把优先发展重工业和迅速发展农业結合起来。党提出的以农业为基础的方針是一个长期的根本的方針。这一方針在我国社会主义建設的实践中正在发揮着愈来愈大的作用。

在党的以农业为基础的思想指导下，在大办农业、大办粮食的全民运动中，水文工作者担負着极其光荣而又艰巨的任务。我們知道，水对农作物收成的好坏起着极重要的作用，特别是在我国华北、西北等干旱半干旱地区，地下水更是农业生产上的宝貴資源。

建国以来，在党的領导下，水文地质工作在切实为社会主义工农业建設服务的方針指导下，配合全国各地兴建水庫、水坝、灌溉渠道等工程建設，以及寻找和勘探水源、防止土壤盐漬化，地下水动态和水盐均衡的观測等方面做了許多工作，取得了巨大的成就。特别是自大跃进以来，在大兴水利的羣众运动中，水文地质工作者与广大农民羣众掛上了鈎、亲密合作，协助羣众打井、挖泉，并帮助他們规划与合理开发地下水資源，扩大了农田灌溉面积。許多事例說明，在干旱和半干旱地区，必須合理开发利用地下水，才能保証农牧业的丰收。突出的事例如河北安国、河間等县的几个人民公社，虽然遭到大旱的严重威胁，两三百天无雨，由于引用了地下水灌溉，保証了粮食的收成。

在打井、挖泉、修水庫、开渠道的同时，也要重視矿坑水的合理利用，变水害为水利，让宝貴的地下水資源更好地为农田灌溉服务。

二、矿坑水的水质和水量能否更好的为农业生产服务

矿坑水是在矿床开采过程中由矿坑里抽出来的地下水，其水质、水量与各个矿区的地质构造、水文地质条件及所开采的矿产种类有关。如果矿床位于裂隙构造不发育的火成岩、变质岩及胶結良好的沉积岩中，那末地下水的天然儲量不会很大（有大的构造破碎带，則例外）。

有許多矿床是位于碳酸盐类岩石广泛分布的地区。碳酸盐类岩石（石灰岩、白云岩等）易于溶解，形成喀斯特和裂隙溶洞，其中蘊藏着儲量巨大的喀斯特水。如在太行山脉南段及其邻近若干地区内，广泛分布有寒武紀、奥陶紀碳酸盐岩层，它們在不同程度上已喀斯特化，形成了巨大的溶洞及地下水通道，是大量地下水儲存的場所。这种現象在中寒武世鲕状灰岩、早奥陶世白云质灰岩及中奥陶世灰岩中尤为明显。如果把太行山区寒武-奥陶紀灰岩分布的面积累积起来，估計其中地下水的自然动儲量是相当可观的。

这些喀斯特水主要以泉的形式噴出和以地下逕流的形式排洩到华北平原深部的寒武-奥陶紀喀斯特化岩层及其它含水层中去。在山西高原的边緣，太行山东、南麓及背斜

两側，喀斯特含水层被水文网所切割或构造断裂所破坏，形成了局部的洩水口，有大量的喀斯特泉湧出。据初步不完全統計，太行山东、南麓的主要大泉（不包括許多分散或流量較小的泉在內），其流量总計每秒达几十立方米；至于有多少喀斯特水排洩到华北平原补給其潛水，尙待进一步深入調查研究。

在我国北部某些地区內，寒武-奥陶紀灰岩分布也非常广，喀斯特型地下水相当丰富，并且直接影响許多矿产的开采。例如在某些地区石炭系底部的煤层，由于奥陶系与石炭系呈不整合接触，寒武-奥陶系中的喀斯特水就直接威胁着这些煤层，影响煤矿的开采。此外，有些地区奥陶系頂部与石炭系底部的黃鉄矿、鋁土矿的开采，也同样受着喀斯特水的影响。为了开发这里的矿产資源，就迫切地需要疏干这些矿区的矿坑水。

同时，我国某些半干旱地区正是重要粮、棉、畜牧产区，如能充分开发、并合理利用地下水資源，农业灌溉用水是基本上可以得到滿足的。矿坑水是地下水資源的一个重要部分。在疏干矿坑时，排出的矿坑水沿着有利的地形可以直接灌溉农田，扩大浇地面积；也可以补充矿山附近地区的地表水，增加总的地表逕流量，以滿足全部灌溉面积的需要。

此外，在其他地区也有不少煤田和鉄矿山具有和太行山东、南麓同样的水文地質条件。其矿坑湧水量頗大，有的甚至影响并威胁矿山的开发。在中南、西南地区某些矿床，无論勘探抑或开采均涉及強烈喀斯特化的碳酸盐类岩石，或适处大构造破碎带，其中都儲存着丰富的地下水。諸如此类的情况，都可根据当地水文地質条件，将为害的矿坑水引出灌溉农田。具体事例如广西某喀斯特化矿床就打了一个疏干平硐，洩出矿坑水进行灌溉，一举两得。

"解放"矿坑水使其为农田灌溉服务是否經济？我們的回答是肯定的。自然，如要疏干地下水是要耗費較多的电量、需要一些排水設备和勘探試驗費用等等。但是，把这些耗費与工农业多方面的收益，如农作物得以保丰收，因矿坑水而不能或停止开采的矿藏得以利用等相較，就不难得出上述結論了。

至于水質問題，从我們积累的許多化学分析資料表明，在喀斯特化碳酸盐类岩石分布的地区內，矿坑水大部分是重碳酸鈣水（HCO_3—Ca）、重碳酸鎂水（HCO_3—Mg）或重碳酸硫酸鈣、鎂水等，所以对灌溉农田是完全适合的，而且碳酸盐含量較高的硬質水对植物的生长是极有利的。华北某些矿区就是利用废矿坑（停止生产的矿井）的矿坑水，作为供水水源，又如苏联頓巴斯煤矿矿坑水就用来浇灌菜园；实驗結果証明，用碳酸盐含量較高的硬質水灌浇的菜园，其收获量比用本地河水浇的还要高。

另外，还必須指出，如用盐类矿床矿坑水进行灌溉，会使土壤盐漬化。而金属矿床矿坑水常含有有色金属和稀有金属化合物，它們对植物的生长也是不利的。因此，应对水質进行調查研究，而后利用。

三、利用矿坑水为农田灌溉服务須進行哪些水文地質和工程地質工作

（一）首先必須詳細地了解含水层的分布范围、岩石成分、产状（包括喀斯特的分布規律等）和富水性、补給区和排洩区，地下水和地表水动态的主要特征，在矿床开采期間可能产生的地下水天然动态变化以及这些变化对地下水和地表水相互关系的影响。

(二)尽可能准确地計算出将来坑道的涌水量，以便提出矿床的合理开采方法和有效的疏干排水措施；正确計算排出来的矿坑水所能灌溉的面积和規划灌溉渠道网、蓄水庫的庫容、水埧的埧址等等。

(三)在制訂矿山开采方法和疏干排水方案时，应該考虑到矿产开采和农田灌溉两方面的收益，把排和灌更好地結合起来，使矿产开采成本相对地降低。

(四)利用矿坑水灌溉农田时，其引水渠道須进行詳細的工程地質勘察工作，一方面使排出的矿坑水不致再返回矿坑去；另一方面还要符合灌溉的要求，以便更合理地进行灌溉；同时还必須根据矿坑水的水量、地貌条件和水文地質与工程地質条件来选择儲存非农田灌溉季节排出的矿坑水蓄水用的水庫和埧址。詳細地进行引水渠道的工程地質勘察工作，其目的是：使排出的矿坑水不致再返回矿坑去，同时灌溉渠道网的分布还要符合农田灌溉的要求，做到合理的利用。此外，在农田灌溉需水的季节，如果排出的矿坑水有了多余，那末即便在农作物需水灌溉的季节，也会有一定量的灌溉迴归水存在；因此，要根据排出的矿坑水水量、地貌条件、水文地質和工程地質条件，来規划修建水埧、水庫、儲备防旱。

(五)对矿坑水的水質进行必要的水化学分析，研究其水質是否适合所灌溉的土壤和所种植的农作物特性。如果不适合，应研究和提出最經济、最簡便的改良水質办法，例如把矿坑水引到河中去澄清就是一种办法。苏联的經驗証明，地表河流的流量越大，河水的自然澄清也越快。1939 年苏联的水文工作者对哥尔司克——伊万諾夫斯克矿坑水流入别林斯克小河中的水質变化进行了調查研究，当时矿坑水以每小时 80 立方米的流量流入河流；河流本身的流量为每小时 150 立方米，矿坑水与河水混合后流出 2 公里，原矿坑水与河水不同的一切性質都消失了。可見矿坑水的澄清、氮化物的分离是很快的。

但是，并不是所有的矿坑水都是如此容易改变水質的，如苏联索柯里矿坑和立德尔斯克金属矿床，从其中排出的矿坑水流入兹立波夫喀河后，在入口以下 2 公里处仍然发現水中含有鉛。因此，研究和試驗改良水質，应結合当地的具体情况和羣众用水的經驗，才能找到最好的办法。

四、結　束　語

矿坑水是一种宝貴的地下水資源。它可以作为生活用水、工矿企业用水，有的具有医疗作用，有时还可以从中提取有用元素，大部分可以用于农田灌溉。

在目前全党全民大办农业、大办粮食的大好形势下，我們应該把一切可用于农田灌溉的地下水資源(其中包括矿坑水)有計划有步驟地加以开发利用，以扩大灌溉面积，确保农业的丰收。

第41卷 第1期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月 ACTA GEOLOGICA SINICA July, 1961

湘西前震旦紀板溪羣中复理石建造的发現及不整合問題的探討

王 鶴 年

一、引 言

1958 年作者在湘西进行研究工作，收集了一些关于板溪羣資料，发現了板溪羣中的不整合面及复理石建造，这对江南古陆前震旦紀地层的分层及地质发展史的說明是具有一定意义的。

作者工作中曾得到有关单位和同志的帮助，在这里特致以衷心感謝。

本区前震旦紀地层分层工作，最早的是程裕淇、李树勛，他們于 1941 年在沅陵、桃源边境进行过比較詳細的工作，将板溪羣自下而上分为"仙人介系"、"桐树面系"及"四合头系"。1952 年陈魁垣、廖能望在桃源一带进行了工作，将板溪羣分为八层。1957 年冶金部的普測队在湘西地区作了詳細考察，将其自下而上分为：灰綠色板岩（Apt_1），紫紅色板岩（Apt_2），浅色石英岩、石英砂岩及矽质板岩（Apt_3）等三层，并注意到地层中韵律現象。

二、剖面的描述

板溪羣中不整合面及复理石的存在，是根据 1958 年作者所測的两条剖面实际資料而提出的。

第一条剖面（图 1）是由桃源县太平鋪至安化百选坪。自北而南描述如下：

太平鋪至大茶园为第三紀紅色砾岩，其与板溪羣呈断层接触。

大茶园至木旺溪为灰綠色千枚状板岩及黄綠色千枚状板岩，走向近东西，傾角在 70° 以上，傾向南或北。

木旺溪至毛家溪以南是一套复理石建造的地层，由灰綠色板岩及砂岩組成。板岩分板岩和砂质板岩二种。砂岩有粗粒、中粒、細粒砂岩及粉矽质硬砂岩、云母质砂岩、泥质砂岩等。具韵律，大韵律达几米，小韵律仅几厘米至十几厘米；还具有复理石的象形印模及水下冲刷槽沟。在毛家溪曾找到舌状、峯状象形印模，于老碼头也見到大的瘤状象形印模。地层走向为北西 290°，傾角 60° 左右，傾向南。

毛家溪以南至茅庵界北麓的地层显然与上述不同，为一套紫紅色的板状頁岩及細砂岩，近底部有白云质灰岩夾层，夾层最厚約 1 米，一般几厘米，甚至呈小結核状于板状頁岩中。地层走向近东西，傾角 35° 左右，傾向南。

从茅庵界北坡到南边山下是由綠色条带状的板状頁岩、砂质板状頁岩、砂岩、石英岩組成，夾少許紫紅色板岩。地层走向北东 80°，傾角 30° 左右，傾向南。

楼家屋場以南至土家坪一段，以紫色板状頁岩为特征，夾层較多，主要为綠色砂岩、綠

色板状頁岩、黄色砂岩、石英岩及长石質細砾岩等，夾层的厚度不大，一般均为数米。此层总厚达 560 米。

土家坪至百选坪以北一公里为震旦紀南沱砂岩、南沱冰磧层、留茶坡燧石层，寒武紀炭質頁岩及石煤层。震旦紀与前震旦紀地层为断层接触。

百选坪以北一公里至百选坪为泥盆紀底砾岩、石英岩、泥質灰岩等組成，与寒武紀地层为断层接触。

第二条剖面（图 2）由沅陵三渡水沿公路向南至彭家以南 4 公里。自北而南叙述如下：在三渡水附近为一大破碎带，向南破碎程度变弱，可見有一系列小的向北冲的高角度冲断层，具牵引現象。

大破碎带至桥塘一段的中部为黄綠色千枚状板岩，向南和向北为灰色板岩。小褶皺发育，其为軸面向南傾斜的倒轉及同斜褶皺。地层走向一般近东西，傾角 80° 左右或近直立，傾向南或北。

从桥塘至彭家以南 2 公里为一套复理石建造。自南而北（自下而上）为灰綠色板岩与砂岩：具良好的大、小韵律，有瘤状、砾状、肾状象形印模及水下冲刷槽沟，并具同生砾岩；灰綠色板岩：单层厚 2 厘米，致密无条带；条带状板岩：草綠色与灰綠色，呈寬 1 厘米左右的条带相間，每隔 10 米左右夾一厚层砂岩，而砂岩为灰綠色硬砂岩、长石砂岩、云母質砂岩；灰綠色厚层中粒硬砂岩夾較厚之板岩：板岩具砂質条带，寬 1—3 毫米；灰綠色板岩与砂岩成薄层互层：每一单层厚 15—25 厘米；最上为綠灰色板岩，具波痕。地层走向近东西，傾角很陡，70° 左右，傾向南或北，以向南为多。

在彭家以南 2 公里处还有一层含砾板岩，砾石成分为灰綠色砂岩、板岩及脉石英，圓至次圓状，大小約 0.3—0.5 厘米，被泥質胶結。

再向南为紫紅色板状頁岩及細砂岩，近底部夾有一层黄色或灰色白云質灰岩薄层。

表 1　本文分层与前人所作的分层对比表

地层划分者 / 时代	王鹤年		程裕淇、李树勛 (1941 年)	冶金工业部普查队 (1957 年)	陈魁垣、廖能望 (1952 年)
古生代	震旦系				
	〜〜雪峯运动〜〜				
元古代	东安羣	楼家屋場組 560 米			
		茅棚界組 460 米	四合头系 550 米	浅色砂岩、板岩 900—1,200 米	杂色板岩、含砾砂岩、黄綠色板岩、暗紫紅色板岩、黄綠色頁岩 } 550 米以上
		东安組 250 米	桐樹面系 330—350 米	紫紅色板岩 900 米	紫紅色板岩 [illegible] 米
	〜〜东安运动〜〜				
	彭家羣	彭家組 2,450 米		灰綠色板岩 3,500 米	灰綠色砂岩 50 米
		万家山組 1,200 米	油人界系 450 米		紫綠色板岩 1,000 米

岩层走向北东 80° 左右，倾角 25° 左右，向南倾斜。

綜合上述剖面，根据复理石建造及其与上复紫紅色板岩不整合接触关系和岩相、岩性的不同，可将地层分为二个羣五个組(图 3)。

在不整合面以下变质較深的一套灰綠色板岩及复理石建造称为彭家羣。彭家羣下部的千枚状板岩以万家山发育最全，故称之为万家山組。其上部的复理石建造以彭家发育最为典型，故称之为彭家組。

在不整合面以上的一套地层称东安羣。該羣下部的紫紅色板状頁岩及粉砂岩称东安組；中部的綠色条带状的板状頁岩、砂岩、石英岩称茅庵界組；上部的紫紅色板状頁岩具多层綠色及黄色砂岩、板状頁岩、石英岩夹层，其称之为楼家屋場組。

此分层与前人所作的分层对比如表 1。

三、板溪羣中复理石建造的发現

本区复理石最先发现于桃源县彭家。由三渡水沿公路至彭家地层露头十分良好，其中遇到了复理石所特有的水下冲刷槽沟及舌状、瘤状、腎状象形印模。随后又在毛家溪及老碼头二地找到印模及水下流动构造，地质韵律很好。两地层位相当，故肯定了复理石建造的存在。

复理石的特征：

首先，它是由灰綠色砂岩及板岩碎屑組成，其总厚約 2,450 米。砂岩有硬砂岩、长石砂岩、云母质砂岩及泥质砂岩。硬砂岩为灰綠到綠灰色，由石英、长石、白云母、黑云母及板岩碎屑組成。在岩石中板岩碎屑約占 40—50%，顆粒呈尖角形，分选很差。胶結物为泥

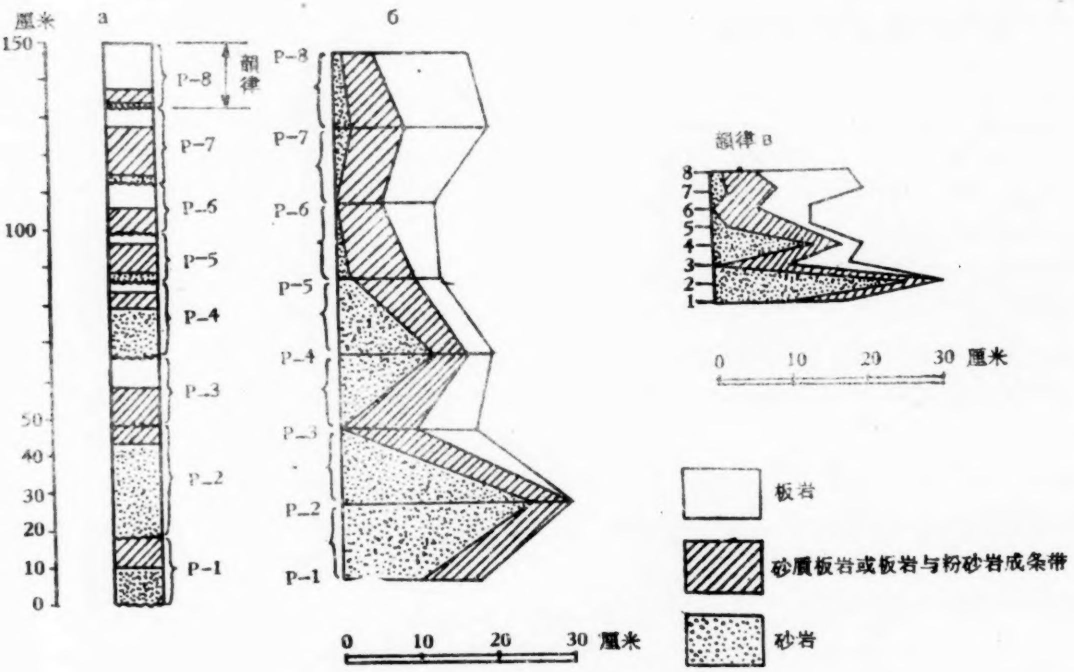


图 4 湖南桃源太平鋪毛家溪复理石沉积韵律图

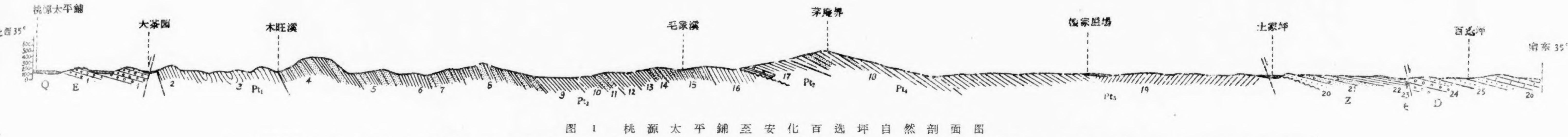


图 1　桃源太平鋪至安化百选坪自然剖面图

Q——第四紀冲积层；　E——第三紀：　1——紅色砾岩；　Pt_1——元古界彭家羣万家山組：　2——灰綠色千枚状板岩，　3——黃綠色千枚状板岩；　Pt_2——元古界彭家羣彭家組：　4——灰綠色板岩与砂岩互层，　5——灰綠色板岩与砂岩成間层，6——灰綠色板岩，　7——灰綠色具复理石象形印模之砂岩，　8——薄层板岩与砂岩互层，　9——灰色板岩，　10——黃綠色板岩，　11——灰綠色板岩与砂岩互层，　12——灰綠色砂質板岩具斜层理，　13——灰色条带状板岩，　14——灰綠色具复理石瘤状、舌状、峯状象形印模的砂岩，　15——灰綠色板岩与砂岩互层，　16——灰綠色条带状板岩；　Pt_3——元古界东安羣东安組：17——紫紅色板状頁岩及粉砂岩，近底部夾有白云質灰岩薄层；　Pt_4——元古界东安羣茅庵介組：18——綠色状板頁岩、砂質板状頁岩、砂岩为主，夾少許紫紅色板状頁岩；　Pt_5——元古界东安羣楼家屋場組：19——以紫紅色板状頁岩为主夾多层綠色、黃綠色砂岩、石英岩、板状頁岩；　Z——震旦紀：　20——南沱砂岩，　21——南沱冰磧层，　22——留茶坡燧石层；　ϵ——寒武紀：　23——黑色碳質頁岩及煤层；D——泥盆紀：　24——底砾岩，　25——石英岩、砂岩和頁岩，　26——泥質灰岩。

图 2　沅陵三渡水至桃源彭家以南沿公路自然剖面图

Pt_1——元古界彭家羣万家山組：　1——灰綠色千枚状板岩，　2——灰色板岩；　Pt_2——元古界彭家羣彭家組：　3——灰綠色砂岩，具韵律及复理石瘤状、腎状象形印模同生砾岩，　4——以灰綠色及灰色板岩为主夾少量薄层砂岩，　5——以灰綠色砂岩为主夾少量板岩，　6——灰綠色板岩与砂岩互层，　7——薄层板岩与砂岩互层，　8——灰綠色条带状板岩，　9——灰綠色板岩夾含砾板岩；　Pt_3——元古界东安羣东安組：　10——紫紅色板状頁岩及細砂岩（近底部夾白云質灰岩一薄层），　11——断层破碎带。

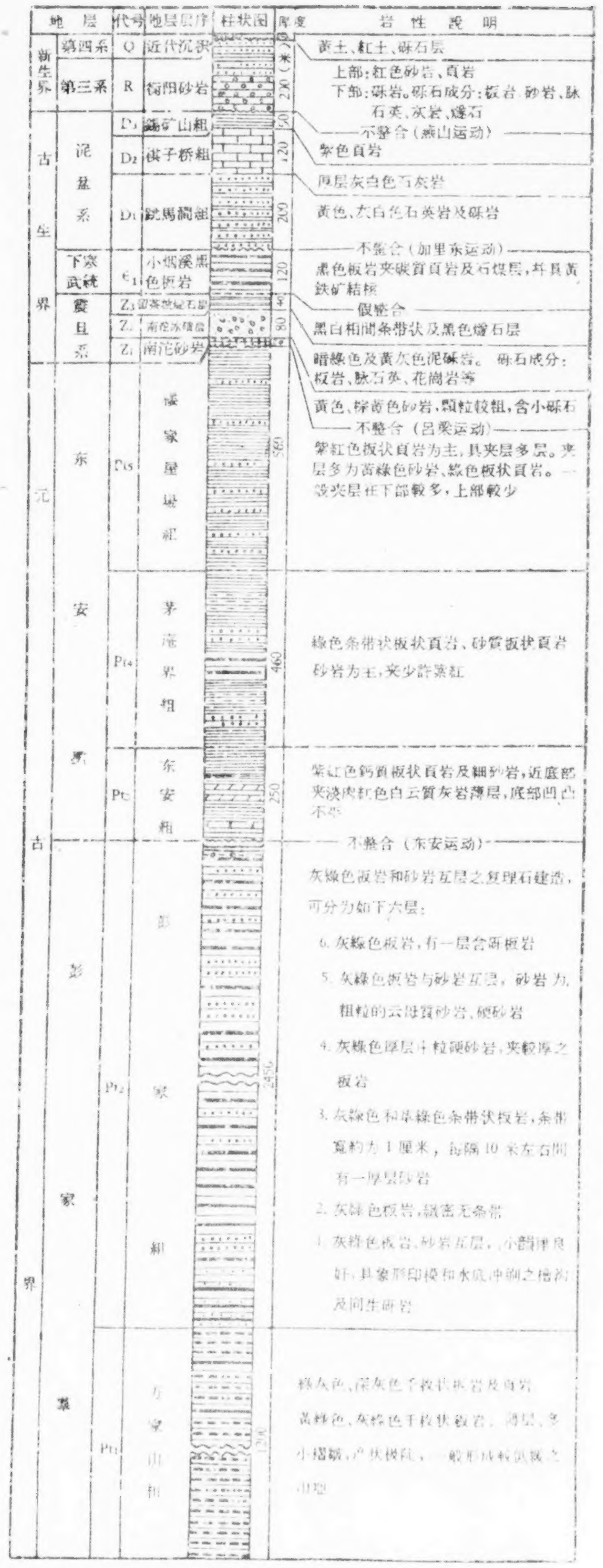
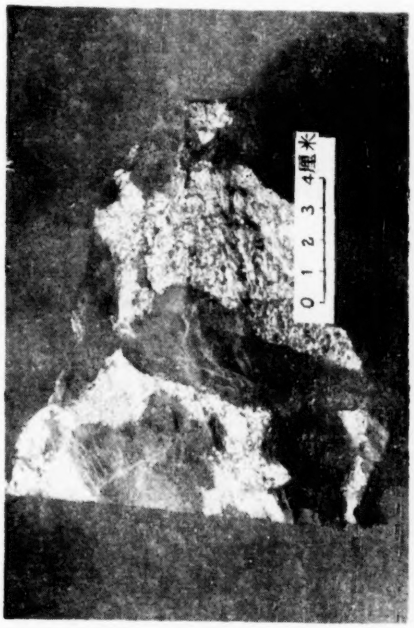


图 3　湖南沅陵、桃源、安化三县边境地层柱状剖面

照片1　复理石的舌状象形印模
（湖南桃源县毛家溪）。

照片2　复理石的瘤状象形印模
（湖南桃源县彭家北）。

照片3　复理石的肾状象形印模
（湖南桃源县彭家北）。



照片4　复理石的同生砾岩
（湖南桃源县彭家北）。

質及少量鈣質，部分已变質成絹云母、綠泥石和方解石。板岩为千枚狀板岩、板岩及砂質板岩。

其次，具有良好的韵律，每一个較大的韵律为1—2米，一般为15—25厘米，在每个韵律中沉积物的粒度由下而上的变細。小韵律可以毛溪一例为代表（图4），其中的一个韵律厚20厘米；底部2厘米为灰綠色中粒硬砂岩，并有向下突出之瘤狀象形印模；向上7厘米内漸漸由灰色粉砂岩变为砂質板岩，具灰綠色砂質条带，在粉砂岩中有斜层理及水下流动构造；再向上6厘米内为灰色砂質板岩，无砂質条带；上部則为4厘米厚的灰色致密无条带之板岩，其頂面具凹入的水下冲刷槽沟。再向上为另一韵律，又由粗到細重复出現。

第三，有复理石所特有的水下冲刷槽沟及象形印模。韵律上部，板岩的頂面有水下冲刷槽沟；韵律下部，砂岩底面有突出的象形印模。印模的形狀有：舌狀象形印模（照片1），長約3—4厘米，寬1厘米，两端逐漸变小；瘤狀象形印模（照片2），大小約2厘米，个别形如腕足类化石；腎狀象形印模（照片3），長4厘米左右，寬2厘米，两端圓滑轉折，中部略有弯曲，与腎相似；礫狀象形印模，似礫岩；峯狀象形印模，呈个别小峯突起，峯底直径約1厘米，高1厘米。

第四，有浅海沉积的特征。粉砂岩中发育有良好的斜层理、水下流动构造，还具波痕、同生礫岩（照片4）等浅海动蕩环境下沉积的特征。同生礫岩的礫石形狀不規則，具棱角，長4—6厘米，寬1—3厘米，无定向排列，其成分为下一韵律頂部的板岩，即板岩經侵蝕、动蕩形成礫石后，为其上一韵律的底部砂岩所膠結。

复理石建造为地槽相沉积。因此，在元古代时江南古陆属地槽区。

四、板溪羣中不整合問題的探討

（一）問題的提出

作者去湘西工作前，根据所閱資料一直以为"灰綠色板岩"与"紫紅色板岩"之間（即彭家組与东安組之間）是断层接触。但是，在实际工作中所遇到的地質現象却不得不使人对以往資料产生怀疑。

根据上述資料，彭家組与东安組之間的大断层至少应長达十几公里。这样大的断层，照理应伴有相应的一些地質現象，如断层破碎带、断层角礫岩与断层伴生的密集节理、劈理等現象。但在地表及鉆孔中均未曾見有上述的現象。根据东安溪、西安溪、桃安三地节理的統計，主要为走向北东30°左右及北西330°左右的节理，少許走向北东60°左右及北西300°左右的节理。在东安溪东安組很清楚地位于彭家組之上，接触地方也未見到破碎带、角礫岩、密集节理及劈理。如果說断层的角礫岩在"碳酸盐化"时被交代了，但也未見到哪怕是一点点交代殘余的围岩或角礫岩。因此，不得不使人产生疑問：既然是断层接触，断层現象在哪里呢？何况沿断层带的碳酸盐化根本不存在。过去所說的"碳酸盐化"岩石实际上是东安組近底部的薄层白云質灰岩夹层。

由于事实否定了东安組和彭家組断层接触的观点，作者根据实际的观察提出了二者为不整合接触关系。

（二）东安組和彭家組不整合接触問題的探討

不論是断层或是不整合接触都可以造成东安組超复于彭家組之上，但是不整合接触乃有不同于断层接触的特征。由于老的构造层在新构造层沉积之前經历了一次构造变动及侵蝕，使上、下两构造层岩石的变质程度、地层褶皺強弱、断层、节理及劈理发育的情况均不相同，故两构造层間应有不整合面存在，上构造层应有底砾岩存在。

东安羣与彭家羣之間有着上述的特点：

1. 从剖面中可看出，东安羣与彭家羣是两个不同的构造层。下构造层为彭家羣，由千枚状板岩及变質砂岩組成，岩石变質較深，褶皺多而挤压紧，即軸面向南傾的倒轉或等斜褶皺；地层傾角一般为 60° 左右，片理相当发育。上构造层为东安羣，由板状頁岩及砂岩組成，岩石变质浅，褶皺少而开闊；地层傾角平緩，約 20° 左右，劈理发育較差。

2. 彭家組与东安組間的不整合面清楚可見。在湘西的一个地区表現得很明显，下部彭家組灰綠色板岩、砂岩的傾角很陡，一般在 60—70° 左右，走向北西 80° 左右，傾向北北西，时而南南东，形成倒轉或等斜褶皺。上部东安組为紫紅色板状頁岩、粉砂岩层，其走向为北西 80° 左右，傾向稳定地向南，傾角 8—25° 左右，呈角度不整合复于彭家組之上。不整合面在吉家山（图 5）、馬蹄山、烏龙背（图 6）、芦茅湾一带清楚可見。因溪谷侵蝕的关系，在不整合面以上东安組殘留部分平緩地盖在陡傾斜并具褶皺的彭家組之上。

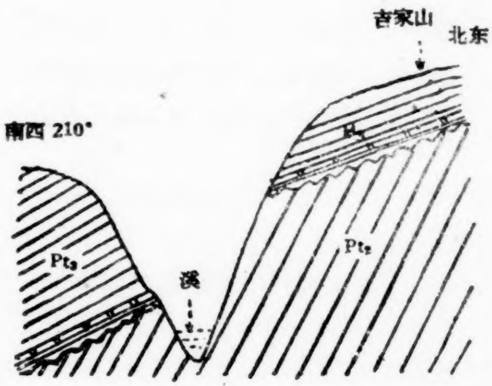


图 5　吉家山东安羣不整合于彭家羣之上的素描剖面图

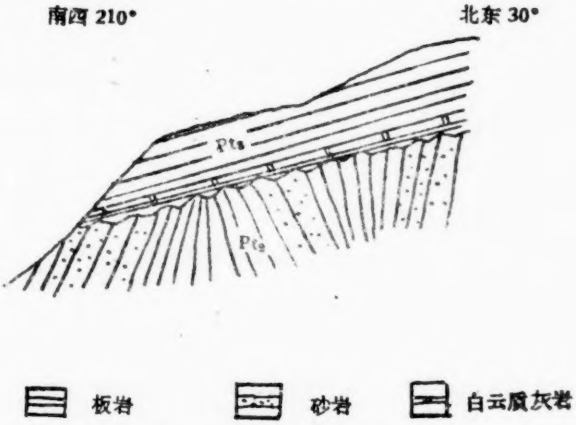


图 6　烏龙背东安羣不整合于彭家羣之上的素描剖面

3. 在彭家以南約 2 公里的坑道内，可見东安組紫紅色板岩中所夹的白云質灰岩的傾角很緩，均成 20° 左右，向南傾斜，未見到褶皺；但往下經过一段紫紅色板岩就是彭家組灰綠色板岩，其傾角变陡，达 60° 左右，傾向时南时北，具褶皺，同时并未見到断层破碎带。据已有資料，东安組底部凹凸不平，可能代表侵蝕面。

（三）东安羣和彭家羣的时代問題

在剖面描述一节中已談到，在楼家屋場以南有震旦紀南沱砂岩、南沱冰碛层及留茶坡

燧石层存在，在邻近地区可見震旦系与东安羣不整合接触。 因此，可以肯定东安羣及彭家羣均属前震旦紀地层。

湘西前震旦紀地层中的不整合情况及地层时代与云南东川、易門一带的情况相似(表2)。首先，在东川地区亦有两个构造层。据花友仁所述："枯庄板岩变质較深，中下部均已千枚岩化或片岩化，整套岩系几乎都有倒臥的引拆褶皱……因民层以上岩系則主要为板岩或板状頁岩……一般产状整齐……"(1959，地質論評，第19卷第4期156頁)。显然，湘西地区和云南东川区的上述两套地层在岩相及岩性上、变质程度上及褶皱程度上均很近似，在层位上是一致的，在时代上亦为元古代。在东川地区称东川羣末期的运动为东川运动。根据上述，在江南古陆湘西地区亦有此运动存在，故建議以該不整合最清楚的地方东安溪命名，称之为东安运动。

表2 湘西与云南东川地区前震旦紀地层及其时代对比表

时代＼地区	湘西区	云南东川区
古生代	震旦系	震旦系
	～～雪峯运动～～	～～晋宁运动～～
元古代	东安羣	落因羣
	～～东安运动～～	～～东川运动～～
	彭家羣	东川羣

(四) 存在的問題

本区东安組底部未見底砾岩，而是細粒碎屑岩，即板状頁岩和粉砂岩，原因何在，尚需进一步工作查明。不过据李靖口述，在大庸一带也发現类似的不整合，但有底砾岩存在。因此，底砾岩还是有希望在邻近地区找到的。

(五) 不整合面发現的意义

不整合面的发現不仅可以作为前震旦紀地层分层的标准，而且可以了解江南古陆形成之前，复理石沉积之后，該地槽区經历了一次局部的迴返，因而对了解江南古陆地質发展史有着一定的意义。

五、結 論

(一)根据复理石建造特有的水下冲刷槽沟、象形印模、沉积韵律以及岩性等特征，可以肯定彭家組为地槽相的复理石建造。

(二)彭家羣与东安羣的接触有明显的角度相交，无断层的現象，两套岩石变質程度、褶皱性質及强度、断层、节理、劈理的发育情况及岩性的截然不同，显然不是同一构造层，两者間并有不整合面存在。它們的时代均属元古代。东安羣沉积前的构造运动称之为东安运动。然而在研究的地区内未見有底砾岩，故乃需进一步深入工作。

(三)根据不整合关系及复理石建造，再考虑到岩相和岩性，可将元古代地层分为两个羣五个組。在不整合面以下的地层为彭家羣；彭家羣的下部为万家山組，上部为彭家組。在不整合面以上的地层称东安羣；东安羣下部为东安組，中部为茅庵界組，上部为楼家屋場組。

(四)不整合关系及复理石的发現，可以說明江南古陆在元古代时为一地槽区。在东安运动时，发生了局部迴返。因此，对了解江南古陆震旦紀以前的地質发展史有着一定的意义。

第41卷 第1期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

辽南地区前震旦紀地层划分及对比問題

禹 昭 求

一、引　　言

关于辽南地区前震旦紀地层的划分及对比問題尙未取得統一認識，主要是关于鞍山羣、辽河羣、辽东羣之間的层位关系問題意見不一。这些分歧意見可归納为以下三方面：

（一）認为鞍山羣是区域中最古老的地层，相当于太古界，其上被辽河羣所不整复，并認为在辽河羣沉积前，区域内有一次造山运动——鞍山运动。

（二）認为鞍山羣属于辽河羣的一部分；大部分同志同意是辽河羣的底部层，但亦有人認为是辽河羣的上部层，即把鞍山羣与辽河羣一并划入元古界。

（三）認为辽东羣是区域前震旦紀变質岩系的最古老基底，其与上复辽河羣呈不整合接触关系；由于強烈混合岩化及花崗岩化結果，該不整合关系已不易識別。

总之，对分布于辽南地区的所謂辽东羣、辽河羣及鞍山羣相互間层位关系問題，一直爭論到現在，并未取得統一認識。

我們在辽南及辽东一些地区进行了两年多的工作，对上述悬而未决的問題有了初步的認識。为了使辽南地区前震旦紀地层划分及对比問題早日得到合理解决，本着抛砖引玉的精神，大胆提出我們的不成熟意見，以供参考。

二、区域地質特徵簡述

本文所述的区域位于辽东台背斜的东南部，即辽阳、本溪、凤城、岫岩、海城、安东一带。这里的基底由前震旦紀变質岩系組成，属于地台、地盾区；在震旦紀以前，为一典型地槽沉积区。由于呂梁运动，伴随着強烈的区域变質作用、广泛的花崗岩化作用及混合岩化作用，形成了近东西向分布的复背斜、复向斜构造：营口背斜横貫区域中部，北部为太子河向斜，南部为复州向斜。震旦紀地层与前震旦紀变質岩层呈角度不整合接触，前者底部普遍有底礫岩产出，其在变質程度上与前震旦紀地层亦有显著的差别。

三、前震旦紀变質岩系的划分

現将区域中所分布的前震旦紀地层从下到上，初步划分如下：

（一）最下部片麻岩层（Apt_1 牧牛統）

此层出露于营口背斜軸部，以牧牛河地区为代表，故暫称之为"牧牛統"。主要由片麻岩类岩石所組成，为前震旦紀地层之最下部层。該层上部以黑云母片麻岩及角閃石片麻岩类岩石为主，下部則以长英質片麻岩及花崗片麻岩类岩石为主。其成因与区域变質作用有关，但主要是与区域內广泛的花崗岩化及混合岩化作用有关。

黑云母片麻岩类岩石可分为矽綫石黑云母片麻岩、堇青石黑云母片麻岩、符山石黑云母片麻岩等,具片麻状构造,粗粒結晶。

长英质片麻岩类岩石呈淡紅灰色。矿物组成以鉀长石为主,其次为酸性斜长石、石英及少量黑云母、白云母等。其中暗色矿物分布不均匀,局部集中。长英质片麻岩的成因与区域内片麻状花崗岩形成有关。在上述片麻岩中,亦見到长英質脉沿层理分布,延长达几百米,厚仅几厘米。这可能是在区域变质时,片麻状花崗岩的围岩中易熔組分的熔离和沿层理面集中的結果。

此层下部花崗片麻岩及片麻状花崗岩类岩石出露很广,有时侵入于上部地层中,并含有围岩的俘擄体,其边緣部分已强烈的混合岩化。

(二) 下部厚层白云石大理岩层(Apt_2 青城子統)

此层出露于营口背斜軸部及其北翼,在南翼仅成殘存的俘擄体,呈东西向分布。层厚达1,200米左右。其中夹有矽綫石云母片岩、柘榴石云母片岩、角閃片岩、长英片麻岩等薄层。与上、下伏岩层均呈整合接触关系。

白云石大理岩呈厚层状。具中粗粒、等粒变晶結构。矿物成分以白云石、方解石为主,含有微量石英、透閃石、矽灰石等变质矿物。此层以富含白云石、菱鎂矿、滑石为特征。

(三) 中部厚层千枚岩、片岩、大理岩、白云石大理岩层(Apt_3 鞍山統)

此层出露于营口背斜两翼,如凤城、本溪、岫岩、安东、辽阳及海城等地附近。岩层总厚度达3,000多米,共分为三部分:上部互层,中部层和下部互层。上、下部互层均有因同时异相沉积而形成之岩性变化(卽互层带的单层厚度、互层数、区域内分布等均很不稳定,并有过渡为厚层千枚岩或片岩的情况)。

下部互层是以片岩类岩石为主,夹白云石大理岩之互层带,厚約为500米左右。該互层可以青城子区为代表。現已知达20层以上,为矽綫石黑云母片岩、石榴石黑云母片岩、角閃片岩、石英片岩、白云石大理岩等組成。此层中夹有白色斜长花崗岩(相当于对面山花崗岩)。

中部层在区域北部比較完整,在南部因强烈花崗岩化及混合岩化作用,已很少保存,局部已成为注入片麻岩,与上复、下伏岩层均为整合接触关系,在区域内分布于海城、鞍山、岫岩、凤城、本溪、辽阳等地附近。此层上部以千枚岩类岩石为主,下部則以片岩类岩石为主,两者呈互相过渡关系。在岩层的上部还有角閃岩及斜长角閃岩,呈层状及凸鏡状分布于千枚岩中;其附近伴随有石英磁鉄片岩,如辽阳附近卽可見到所述現象。有时还夹有呈凸鏡状的白色斜长花崗岩,其与围岩产状一致。片岩类岩石下部以石榴石云母片岩为主,上部以黑云母片岩、二云母片岩为主。千枚岩类岩石可分为絹云母千枚岩、黑云母千枚岩、二云母千枚岩、石墨千枚岩、石墨阳起石千枚岩、十字石千枚岩、阳起石絹云母千枚岩等。石墨千枚岩仅分布于上部。

上部层分布于本溪和安东附近,同样为千枚岩、片岩、大理岩互层,与下部互层之区别,在于它以千枚岩类岩石为主。大理岩呈薄层状,其矿物成分以方解石为主。在此层的千枚岩中,同样发現有石英磁鉄片岩薄夹层。該层厚度不稳定,一般300—400米;在安东

接梨树一带，层厚达800米以上。

（四）上部厚层大理岩层（Apt，祁家堡子統）

此层出露于区域北部草河口、祁家堡子、摩天岭及隆昌一带，厚約为1,200米左右。中夹有少量千枚岩、角閃岩、斜长角閃岩、矽质白云岩等小夹层。靠近下部千枚岩处，有一层黑灰色含石墨板状大理岩。

此层的特征是，普遍具条带状构造和波痕。岩石呈灰白色，矿物成分以方解石为主，在鏡下其晶形有弯曲現象；其次，尚含有少量石英、絹云母、石墨等。在其岩性上与下部厚层白云石大理岩层显然不同。另外，在层位关系上及其所表現之构造形态上，均与下部厚层白云石大理岩有所区别。在区域变质时，由于較大应力作用的結果，褶皺构造非常发育，岩层傾角很陡，大多在70—80°左右，但下部厚层白云石大理岩则无此特征。因此，不論是根据岩性或上、下层位关系，均不能将它們划为同一层位。

呂梁运动时，上述地层在強大的应力及高温作用下发生区域变质。由于变质因素不同，其变质岩相亦有所区別。

綜上所述，本区域老地层較为完整，为連續沉积的經同一个造山运动所形成的变质岩系。它包括了以前所称之辽东羣、辽河羣及鞍山羣。

四、辽南地区前震旦紀地层划分及对比問題

分布于辽南地区的所謂辽东羣、辽河羣、鞍山羣，实际上均应属于所謂辽河羣。本区域内层位关系本身即有力地說明辽东羣早已失去了代表意义，而鞍山羣也不是区域最下部的古老地层。

（一）辽东羣問題

辽东羣原为佐渡道隆指发育于金县大和尚山附近响水寺統下部的片麻岩而言。后人对分布于凤城及安东梨树附近之片麻岩类岩石亦称之为辽东羣，并認为是区域中最古老的基底，相当于太古界。此种片麻岩类岩石在内蒙地軸及辽南一带有广泛分布。

呂梁运动时，伴随区域变质作用，有大規模的酸性岩浆活动，并形成了大面积的花崗岩化及混合岩化岩石。对岩浆起源問題，虽然現在还处于爭論阶段，但就区域内前震旦紀地层底部出露如此广泛的花崗片麻岩类岩石来看，再生岩浆作用带应該是存在的。因此，岩浆的形成应該与区域变质作用有关，即在深部，由于高温、高压而使物质熔融成岩浆状态，并上升交代围岩，形成广泛的花崗岩化及混合岩化岩石。根据其不同活动阶段，可划分为：

1. 花崗片麻岩类（Ag）　在区域内分布很广，可分为片麻状花崗岩及花崗片麻岩两类。主要組成矿物为正长石、石英、黑云母及少量酸性斜长石。片麻状花崗岩与花崗片麻岩是成互相过渡关系，两者在矿物成分上是完全一致的。它們的片麻状构造明显程度取决于黑云母的含量多寡，而黑云母含量往往在10—20米内即可发生变化。另外，此岩石中局部还夹有角閃石花崗片麻岩及綠帘石花崗片麻岩等。

这种岩石系花崗岩化結果。其中含有大理岩等俘擄体，后者边緣为強烈混合岩化岩

石。暗色矿物分布不均匀,局部集中,并呈定向排列。这說明花崗質岩浆交代围岩并不均匀。另外,在交代、混合围岩的同时,岩浆本身亦有結晶作用。在片麻状花崗岩里,可見到斑状片麻状花崗岩。鉀長石斑晶达 3—4 厘米,暗色矿物黑云母等同样分布不均,呈定向排列,与上述岩石并为漸变过渡关系。

在花崗岩边緣分布有长英质片麻岩类岩石,局部可以很清楚地看到其中細晶質、花崗質及伟晶質脉状物质,它們都是后期侵入形成的。混合岩以順层状混合岩为主,局部已成阴影状混合岩。

在区域的中、南部,凤城到安东一带,有分布很广的淡紅色中粒花崗岩,其矿物成分与上述片麻状花崗岩类似,具花崗状或者是片麻状結构。与片麻状花崗岩接触界綫不清,呈漸变过渡关系。

上述花崗岩、片麻状花崗岩以及花崗片麻岩等均有交代围岩及混合围岩的現象,只不过在程度上不同而已。 在围岩殘存較多的地方,形成黑云母片麻岩、角閃石片麻岩等,相互間均呈漸变过渡关系。 上述現象有力地說明花崗片麻岩类岩石,是在区域变質时經強烈的花崗岩化及混合岩化作用而成。

2. 微斜花崗岩类(γ_2) 此类花崗岩在区域内分布甚广,呈层状侵入,具有非常強烈混合岩化作用。矿物成分以微斜長石为主,含少量酸性斜長石和石英;石英具強烈之波伏消光,并有破碎現象。暗色矿物以黑云母、角閃石为主,含有少量輝石;它們分布极不均匀,局部集中,故片麻状构造局部非常明显。更引为特征的是其中夹有許多薄层状黑云母角閃石片麻岩或黑云母片麻岩,它們的母岩是黑云母片岩、角閃片岩等,經強烈混合岩化及花崗岩化而形成的。 其中花崗質成分为后期沿层理侵入,与片岩类岩石組成混合花崗岩。

継上述花崗岩类岩石形成之后,在区域内有分布很广的伟晶岩脉形成。

花崗片麻岩类岩石的成因說明了所謂辽东羣的不能成立。 另外,該类片麻岩亦有侵入于所謂辽河羣中者,并含有围岩俘擄体,但在岩性上并无变化。 在区域内,其与上伏地层不整合現象迄今尚未見到。假如認为辽河羣的底砾岩因花崗岩化及混合岩化結果而不易保存的話,那么应該有底砾岩的混合岩层存在,但也未发现。 因此,所謂辽东羣实际上是辽河羣經混合岩化及花崗岩化作用而形成的,故应取消辽东羣一名。

(二) 鞍 山 羣 問 題

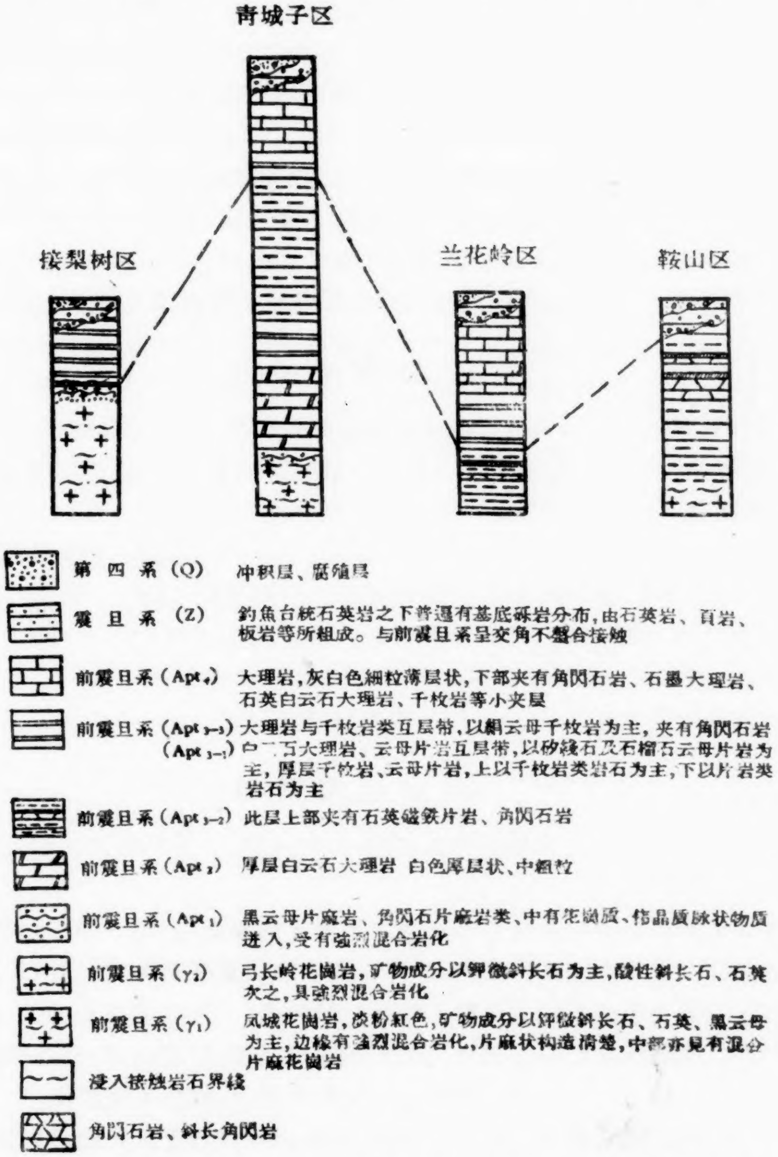
很多同志認为,分布于鞍山附近的鞍山羣是区域内最古老地层;亦有人認为它是辽河羣之下部层。关于对面山花崗岩問題,有人認为是早于鞍山羣的最古老基底;也有人認为是侵入于鞍山羣中,比辽河羣老的花崗岩。根据上述的区域地层划分,鞍山羣实际上是属于辽河羣的一部分,与区域内厚层片岩、千枚岩层相当(Apt_3),其理由如下:

(1) 从区域前震旦紀地层的层位关系上来看,鞍山羣完全可与分布在海城、辽阳、凤城、岫岩一带的厚层片岩、千枚岩层对比(見下頁图)。如以石英磁鉄片岩做为划分地层的标志的話,在海城、岫岩、辽阳、本溪等地附近均已发现在片岩、千枚岩内含有石英磁鉄片岩。

(2) 关于鞍山式条带状鉄矿鉄質来源問題,虽不能确定何种学說为合理,但其与角閃岩、斜长角閃岩有着密切关系,这已是不可否認的事实。 此种岩石的分布具有一定层位,

卽分布于上部厚层大理岩(Apt_4)的下部及中部厚层片岩、千枚岩(Apt_3)的上部。

角閃岩类岩石呈凸鏡状及层状，其产状与上、下围岩一致，围岩无蝕变現象，层理不清，具块状构造，层厚从 5—60 米不等。角閃石为短柱状，鉄黑色，含鉄量高，排列不規則，有相互穿插現象。斜长石排列亦无規律，具他形变晶結构，局部可見到篩眼状結构。副矿物有榍石、磷灰石、磁鉄矿等。此类岩石乃海底基性噴出岩經区域变质而成。它在与所謂鞍山羣相当的辽河羣中亦有分布。假如認为鞍山式鉄矿的鉄质来源与海底基性噴出岩有关的話，那只有在基性噴出岩的地区才可能形成磁鉄片岩。考虑到基性岩的噴出局限在某些适合条件的地区，故不能以石英磁鉄片岩做为划分地层的絕对标志。



（3）对面山花崗岩据調查不仅分布于对面山，而且在辽阳附近的鞍山羣中及凤城、辽阳附近的所謂辽河羣中亦有广泛的分布。它呈扁豆状及层状产出，产状与围岩一致，两者

为整合接触关系，其上、下围岩均无蚀变现象。对面山花崗岩的矿物成分主要为鈉长石、奥长石类。微斜长石含量很少。石英呈他形粒状，粒度近于相等，分布較均匀，与长石鑲嵌很紧密，黑云母少量，具強烈之多色性。次生矿物有綠帘石及絹云母等；副矿物有磷灰石及鋯英石等。

根据上述岩石特征，說明它同样受与上、下围岩相同的区域构造作用，并被微斜花崗岩所混合。因此，它应該是形成于呂梁运动之前，并受了后期区域变质作用的影响。認为是火成侵入体，根据是不足的。此岩石仅分布于 Apt_3 层内。

綜上所述，对面山花崗岩已失去了划分地层时代的意义。因此，認为它是鞍山羣之下的古老基底或鞍山羣形成之后、临江羣形成之前的产物，都是不恰当的。

（4）辽河羣总厚度在 8,000 多米以上。根据該地层层位关系，在离鞍山較近的地区应是辽河羣的上部层。假如認为鞍山羣是老于辽河羣的話，那么如此巨厚的地层，在鞍山羣分布区内突然被全部侵蝕，也是值得考虑的事情。其次，据已掌握的資料，在区域北部震旦紀地层仅与上部大理岩及中部千枚岩、片岩层相接触，这說明在本区前震旦紀地层被侵蝕約 2,000 多米后，卽开始形成震旦紀地层。震旦紀地层同样不整合于鞍山羣之上。这实际上說明了鞍山羣是相当于辽河羣的一部分。

（5）分布于王千总岭、隆昌等地的变质岩层是属于辽河羣上部。

（三）辽河羣問題

辽河羣一名实际上它已失去了代表意义，而临江羣一名并不能包括上述地层。在未取得統一認識以前，笔者認为辽河羣一名改为辽南羣較为合适，因为該地层广泛分布于辽宁南部，这里是我国前震旦紀变质岩系的标准发育地。

对該地层上面已做了詳細划分，它与区域地层对比問題，除以前所称辽东羣一名应予取消外，鞍山羣应該是属于所謂辽河羣的一部分，而与 Apt_3 相当。

（1）辽南羣的下部厚层白云石大理岩层（Apt_2）与大石桥統可以对比，两者不仅在岩性上完全一致，而且所出露的区域在大地构造位置上亦相吻合。

（2）本区的中部 Apt_3 层可与盖平統或海城統相对比。

（四）滹沱羣問題

在辽南地区是否有滹沱羣地层存在，应該引起注意。下列事实說明它的存在是很可能的：

（1）安东市郊在震旦紀鈞魚台石英岩之下及辽河羣之上，有一层千枚状頁岩，夹有薄层炭质頁岩，其上、下均有底礫岩分布。礫岩成分以石英礫石为主，还有片岩及大理岩碎礫。該层与辽河羣及震旦系均呈角度不整合接触关系。在其变质程度上，較震旦紀地层深，比辽河羣浅，故应該是代表不同时代的沉积变质产物，可能相当于滹沱羣。

（2）发育于金县附近的响水寺統較辽河羣变质浅，比震旦系变质深。姜春潮認为是震旦紀南芬层的低級区域变质产物，而王德文則認为很难与震旦紀地层相比。从其与上、下伏岩层的接触关系、变质程度、层位关系等綜合考虑，它与滹沱羣可以对比。

（3）分布于鞍山附近的地层为千枚岩、大理岩及千枚状頁岩等所組成，底部普遍有礫

岩分布。 有很多同志訊为它应划入临江羣；但根据其岩性及层位关系，可能相当于滹沱羣。

五、对前寒武紀地层划分的几点意見

（一）通过辽南地区前震旦紀地层的划分及对比，証明以前所称之辽河羣，乃我国前寒武紀最古老的地层，而鞍山羣应属于辽河羣的一部分。据程裕淇等人的資料，鞍山地区伟晶岩的絕对年龄为 22—24 亿年，相当于太古代。

（二）建議取消以前所称的辽东羣一名，因为此类片麻岩是原辽河羣在区域变質时受混合岩化及花崗岩化作用而形成的。所謂泰山羣片麻岩及分布于清源、昌图、丰宁、隆化、建昌、鉄岭、开源、青龙等地之片麻岩亦属同一成因，也不能看做是古老的基底。

（三）从岩性及层位关系上来看，临江羣应相当于辽河羣的上部及中部，原“辽河羣”一名以改为“辽南羣”較合适。

（四）分布于安东、鞍山、金县等地附近的浅变質岩，可与华北滹沱羣相对比，属于元古界。

（五）在区域內震旦紀地层与前震旦紀变質岩层呈角度不整合接触关系，在岩性上两者截然不同。但震旦紀地层与寒武紀地层則为整合或假整合接触关系，岩性非常近似；在古生物羣方面也有着內在的联系。因此，震旦紀地层划归古生界为宜。

（六）根据上述前寒武紀地层的划分及区域变質作用和岩浆活动阶段的划分，“呂梁运动”应該是指太古代与元古代之間的地壳运动。理由是，这次大規模的区域性地壳运动发生在元古代地层沉积之前，伴随这次运动的区域变質作用和广泛的岩浆活动对元古代地层并沒影响。

（七）在元古代与古生代之間，本区域还发生过不太剧烈的地壳变动，使滹沱羣受到輕微的变質作用，并与上伏的震旦紀地层成不整合接触关系。因此，建議此次运动取名为“滹沱运动”。

第41卷 第1期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

中国大地构造的几个基本問題

馬杏垣、游振东、譚应佳、楊巍然、李东旭、吴正文

一、引　言

在社会主义建設总路綫、大跃进、人民公社三面紅旗的光輝照耀下，1958 年以来，北京地質学院坚决貫彻执行了党的教育为无产阶級政治服务，教育和生产劳动相結合的方針，各項工作获得了全面的連續跃进。1960 年春，在全院羣众性科学研究工作中，普查系师生集体編写了"中国区域大地构造"专著。其后，在师訓班等专业的教学中又运用了新的实际資料，选择若干重要課题进行深入研究。这篇文章就是上述科研成果的一部分。

本文如有不妥或錯誤之处，由执笔者負責。

二、中国大地构造的基本輪廓

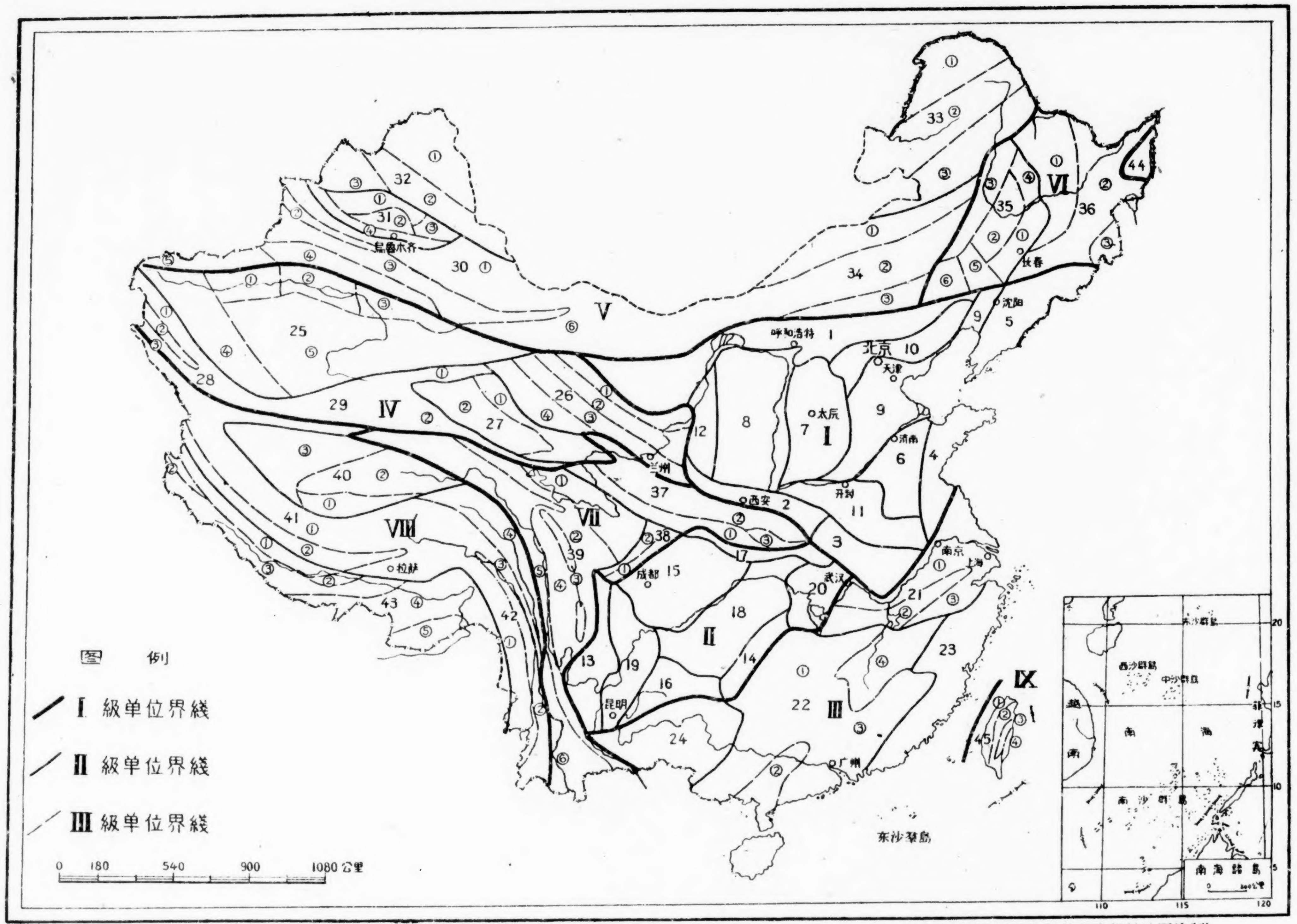
地壳是不断运动、变化和发展着的，我們必須从地壳各单位的发展过程中和它們的相互联系与制約中去認識它們的发展规律。在确定大地构造类型、划分大地构造单位时，特别需要根据地壳不断发展和发展阶段对立的統一及地壳发展不平衡的規律，从时間与空間相結合、个别单位与整个构造体系相結合、分阶段抓主要矛盾等原則出发，进行历史-构造的具体分析，进而得出各单位内部矛盾的特殊性。

附图就是我們根据上述原則分析研究現有資料，对中国大地构造分区的認識，发表于此作为討論以下几个問題的参考。因限于篇幅，不能就各区的全部地質构造特点及命名系統作更多的闡述，仅就中国大地构造特征指出以下几点。

首先，如果我們从一个广闊的范围来看中国大地构造的发展，则应注意到两个十分重要的因素：一是我国位于印度地台与西伯利亚地台南北两大稳定单位之間；另一是我国大陆东临太平洋海盆边緣，这里深成作用十分复杂。前者构成近东西、后者近北北东、具交叉形的构造方向，是反映在我国大地构造結构上两个明显的构造体系。我国范围内有两条重要的大地构造界綫：一条界綫大致可以賀兰山、六盘山、龙門山及横断山为界；另一条界綫除东北那丹哈达岭一角外，主要是在东部沿海中。这两条界綫把我国划分成三个构造系：西部总的是褶皺系与中間地块相間列，即我們所称的西部地槽区；中部以地台为主干，南北发育了古生代的地槽系；东部是成显著北北东方向的西太平洋中新生代地槽系。

西部地槽区由西往东呈扫帚状分成三支：北支围繞西伯利亚地台成微向南突出的弧形，天山地槽系往东与东北地槽系可联成一体，而愈靠北，褶皺时代愈老，如阿尔泰地槽、大兴安岭地槽为海西早期褶皺带，天山地槽、内蒙地槽、吉林地槽为海西晚期褶皺带；南支围繞印度地台呈向东北突出的弧形，和北支相反的是愈近地台褶皺时代愈晚，因而自北而南为秦岭-甘孜印支褶皺系、喀拉昆仑-念青唐古拉燕山褶皺带和横断山燕山褶皺带、喜馬拉雅新生代褶皺带；中支构成一个独立体系——昆仑-祁連地槽系，呈东西向延伸，为古生

中国大地构造分区示意图



(本图我国国界綫根据解放前申报縮地图繪制)

中国大地构造分区名称

I、华北地台
1. 內蒙地軸
2. 秦岭地軸
3. 淮阳地盾
4. 胶东地盾
5. 辽东台背斜
6. 魯西台背斜
7. 山西台背斜
8. 鄂尔多斯台向斜
9. 辽冀台向斜
10. 燕山台褶带
11. 豫淮台褶带
12. 賀兰六盘台褶带

II、西南地台
13. 康滇台背斜
14. 武陵台背斜
15. 四川台向斜
16. 黔中南台向斜
17. 大巴山大洪山台褶带
18. 鄂黔台褶带
19. 滇东台褶带
20. 江汉台向斜

III、东南地槽系
21. 下揚子地槽
①皖南加里东地向斜
②鄱阳地背斜
③浙西加里东地向斜
22. 南岭地槽
①湘桂加里东地向斜
②云开地背斜
③閩、粵、贛、加里东地向斜
④贛中地背斜
23. 华夏地块
24. 右江地槽

IV、昆仑-祁連地槽系
25. 塔里木地块
①柯平塔格拗陷区
②庫車山前拗陷区
③庫魯克塔格拗陷区
④叶尔羌山前拗陷区
⑤大戈壁隆起区
26. 祁連山地槽
①走廊边緣拗陷
②北祁連加里东地向斜
③中央地背斜
④南祁連加里东地向斜
27. 柴达木地块
①北部隆起区
②南部拗陷区
28. 西昆仑地槽
①北部加里东地向斜
②中間地背斜
③南部加里东地向斜
29. 中昆仑地槽
①阿尔金加里东地向斜
②布尔汗布达山加里东地向斜

V、天山-內蒙地槽系
30. 天山地槽
①精河-吐魯番海西地向斜
②博乐霍落加里东地向斜
③伊黎-馬鬃山地背斜
④哈雷克套加里东地向斜
⑤瑪依丹塔格海西地向斜
⑥北山海西地向斜
31. 准噶尔地块
①克拉瑪依拗陷区
②中央隆起区
③克拉美丽拗陷区
④烏魯木齐山前拗陷区
32. 阿尔泰地槽
①北阿尔泰加里东地向斜
②斋桑海西地向斜
③瑪立齐尔海西地向斜
33. 大兴安岭地槽
①額尔古納早期海西地背斜
②海拉尔早期海西地向斜
③阿尔山早期海西地背斜
34. 內蒙地槽
①东烏-二連晚期海西地背斜
②哲斯晚期海西地向斜
③东苏尼晚期海西地背斜

VI、东北地槽系
35. 松辽地块
①东部隆起区
②中央拗陷区
③西部隆起区
④呼格尔呼兰隆起区
⑤架馬吐隆起区
⑥开魯拗陷区
36. 吉林地槽
①吉林海西地向斜
②老爷岭地背斜
③琿春海西地向斜

VII、秦岭-甘孜地槽系
37. 秦岭地槽
①南秦岭加里东地向斜
②秦岭海西-印支地向斜
③武当山地背斜
38. 龙門山地槽
①龙門山边緣拗陷
②平武理番加里东地向斜
39. 甘孜地槽
①阿尼馬卿印支地背斜
②吉迈-乾宁印支地向斜
③炉霍-木里印支地背斜
④理化-丽江印支地向斜
⑤金沙江-紅河印支地背斜
⑥兰坪-思茅印支地向斜

VIII、滇藏地槽系
40. 羌塘地块
①唐古拉隆起区
②烏丽拗陷区
③曼尼-古罗拗陷区
41. 喀喇昆仑-念青唐古拉地槽
①岡底斯-念青唐古拉地背斜
②喀喇昆仑-藏北燕山地向斜
42. 横断山地槽
①拉薩-保山燕山地向斜
②怒山地背斜
③恩达-丁青燕山地向斜
④昌都-玉樹燕山地背斜
43. 喜馬拉雅地槽
①雅魯藏布江喜馬拉雅地向斜
②查斯卡尔-拉古隆古地背斜
③北喜馬拉雅燕山地向斜
④大喜馬拉雅地背斜
⑤南喜馬拉雅地向斜

IX、西太平洋地槽系
44. 烏苏里地槽
45. 台湾地槽
①阿里山边緣拗陷
②新高山喜馬拉雅地向斜
③中央山系地背斜
④东部边緣拗陷

注：在地槽区的大地构造名詞中我們使用了两套名詞系統：在历史发展上是地槽系、地槽、地背斜及地向斜等，与它們相对应的构造上的名詞为褶皺系、褶皺带及复背斜、复向斜等。

代褶皺系；中部地区在南北方向上构造分带現象更为明显，和我国地势特点一样，成东西延展的分水岭，在地质发展史中也同样起着“分水岭”作用。中部以阴山及秦岭为界，自北而南被分成四个一級构造单位：东北地槽系、华北地台、西南地台和东南地槽系。其中两个地台相連构成北北东向，而华北地台往西与塔里木地块呼应，构成东西方向。东南地槽系除受东西向构造影响外，受北东—南西向的控制更加明显，因此它与西南地台的分界綫总的說是东北—西南向的。东部西太平洋地槽系，由大陆向海洋，褶皺时代由老而新的規律更为明显。

三、中国大地构造发展中的几个基本問題

(一) 中国前寒武紀大地构造发展特征

前寒武紀是地壳发展过程中的一个很重要阶段。据現有絕对年龄資料，它占地球历史的5/6以上。揭露这样一个漫长的地壳发展的本質过程是具有重大的理論和实际意义的。

就中国东部現有的前寒武紀地质資料分析，可以得出以下的一些有关前寒武紀大地构造发展的結論。

从华北地台基底結构中，至少能划分出由三至四个构造旋迴所造成的构造体系。根据原始沉积建造、构造、岩浆特征、变質作用等因素的綜合分析，可以清楚地看出，大地构造分异过程远在太古代就已开始。在上太古代广闊的地槽区中，就已能辨認出有由下太古界組成的稳定地块存在。它們的面积很小，但已构成了地台基底的萌芽，故暂称它們为“萌地台”或“萌地块”。太古代末的地壳运动，在地壳发展过程中起了显著的作用。由于上太古代地槽系的褶皺隆起，使华北地台基底有了很大增长，这时具备了华北地台基底的原始雛形，我們称它們为“原地台”。

元古代的大地构造分异特别清楚。元古代沉积常在很大范围內缺失或很薄，而在另一些地方沉积巨厚，并成条带状分布，构成独立的狭长褶皺体系，具有稳定的构造方向。这时的地槽系已能分出两种类型：一种是在“原地台”內部的滹沱型地槽系，它的建造系列具有地台型的特征，其构造綫与太古界的褶皺方向斜切；另一种是“原地台”边緣的秦岭型地槽系，是典型的地槽建造系列，构造上与老的构造綫平行。

在“震旦旋迴”时期中可以看到华北地台基底的基本构成，但在豫西-淮南及燕山两地区，継續強烈沉降，具有一个广闊地槽系的外带拗陷性质。这里的建造性質不同于典型的地台型者，但近于地槽型。震旦紀末有地壳运动的表現，特别是豫西-淮南地区十分显著，因之可以划出独立的“震旦褶皺带”来，可能与苏联的貝加尔褶皺带相当。除上述两区外，在华北地台上存在着广泛分布的地台型震旦系。“震旦褶皺带”是元古代与古生代間的中間产物，它們反映着地质历史发展中两个构造旋迴間的区别与联系，从地质构造上看，具有过渡性質，但它們更接近于后者。

华南与东北地区元古代地槽区是大面积的，但也能分出不同的构造岩相带来。而元古代末的地壳运动发展也是不均一的，当时在西南地台范围內元古代地槽系发生了褶皺迴返，而东南地槽系及东北地槽系在很大面积內継續发展，直至下古生代末才結束其地槽

性質。

在中国东部前寒武紀的大地构造結构上清楚地显出，在不同的构造旋迴发展中，新的地槽-褶皺系常常切过老的。特别清楚的是华北地台的元古代褶皺带，它常同时切穿"萌地台"与"原地台"。因之可以推断，整个前寒武紀期間，随着时間的进展，整个大地构造图案是在不断变化着的。事实說明深断裂早在太古代就已出現，并对后期构造产生一定的影响。

上述事实充分說明，地質界流行的"泛地槽"与"泛地台"理論是不符合地壳发育的眞实过程的。前寒武紀地質发展史中的各个不同阶段，都显示着各个发展阶段的質变过程。在这种发展和轉化中継承作用和新生作用是紧密相联的。前寒武紀和后寒武紀大地构造发展比較有很大的質的差异，但其間也有一定的共同性。因此，在揭露前寒武紀大地构造发展历史时，可以部分采用一般的大地构造研究方法和手段，但更重要的是去認識前寒武紀各不同发展阶段的特殊性；从而建立解决这些特殊矛盾的方法和手段。因之，对前寒武紀大地构造的研究是有重大的方法論上的意义的。

(二) 中国地台的大地构造发育特征

华北地台与西南地台相連，构成我們通称的中国地台，但两者发育是不平衡的。前者的基本特点是：(1) 地台內許多地区，特别是边緣及中央部分(山西地区)古老結晶基底的位置較高，太古代地层在很多地区大規模出露，构成边緣翘起与中央凸起的总构造格架；(2) 地台全区中奧陶世后上升，全部脫离海浸，而从二迭紀开始，事实上已經全部成为陆地，并逐漸开始了地形上的分异；(3)中生代以来，地台表現了明显的差异性的分异作用，并由此在不同时期，产生一系列不同类型的上迭盆地，它們大致成北东至北北东向平行排列；在盆地中堆积了巨厚的陆相粗碎屑岩，主要是磨拉石建造及粗粒紅色长石砂岩建造等；此外尙有大量的中性和酸性火山岩；(4) 燕山运动十分強烈，在不同的地区造成不同的构造状况，大致是隆起地区以断裂为主，在沉降地区以盖层褶皺为主；与构造运动同时，还有大量酸性岩浆侵入，并伴生有相应的成矿作用；(5)強烈的构造变动与岩浆活动，常使地台的沉积盖层发生一些輕微变質现象。西南地台与华北地台不同之处在于它經历了較长期的下降，直至三迭紀以后，才脫离了海浸状态，因而基底岩系下陷較深，出露較少，并主要是由元古界浅变質岩系組成；太古界仅在地台边緣部分，小規模出露。另一方面是中生代的岩浆活动微弱，褶皺比較发育。上述两个地台，从第三紀晚期以来都有显著的新构造变动。

根据地台发育过程中基底振蕩起伏状况及其发展各阶段构造的总特征，可划分出地盾(地軸)、台背斜、台向斜及台褶带等四种基本构造单位。地盾是地台基底的凸起，在华北地台多位于边緣部分，形成地台的屏障，其輪廓具有很大的稳定性。地盾在地台的发育过程中，大部分是上隆的侵蝕地区，中生代后，构造活动尤为显著，是地台中断裂与岩浆侵入最发育的地段，并在其內部产生一些断裂凹陷盆地。台褶带是地台內拗陷最深、活动性最大的沉降带。其生成有两种情况：一与地盾或台背斜伴生，其不断沉降与相邻地盾的不断隆起相对应，属此类者有燕山、鄂黔、滇东等台褶带；另一种情况是在地台边沿地带，受相邻地槽系強烈构造作用影响而拗陷的沉降带，如六盘山及南大巴山台褶带即是。它們的

共同特点是长期下沉，幅度較大，地层发育較全。燕山运动时发生褶皺，在华北地台并有強烈的岩浆活动。台向斜与台背斜是上述两种构造单位的过渡类型，后者只有若干时期的盖层发育，基本上是具上升傾向的单位，其內部构造是不均一的。有些台背斜，如山西台背斜，从其发展的早期开始就已有隆起凹陷的分异，燕山运动对其影响主要表現为褶皺-断裂型为主，并形成断陷盆地堆积。台向斜則基本上是以下降为主的单位，面积广闊，不成长条状，在发育过程中有时整体上升为陆，中生代后常以整体強烈下降为特征，受燕山运动影响产生平緩的褶皺构造，断裂較少。

这四种构造单位在地台內相間列，它們之間具有多种多样的接触关系，其中尤以华北地台情况比較复杂，一种是以长期发育的深断裂为界，如胶东地盾与魯西台背斜、內蒙地軸与燕山台褶带、秦岭地軸和淮阳地盾与豫淮台褶带以及西南地台之康滇台背斜与滇东台褶带之間都是。另一种情况是以晚期生成的大断裂为界者，如辽冀台向斜及鄂尔多斯台向斜与四周构造单位的接触关系都是如此。第三种情况是两者間为过渡关系或以撓曲陡坎相接，如西南地台許多构造单元之間及华北地台山西台背斜的北界等。

在地台漫长的构造历史发育过程中，这些基本构造单位的构造方案及构造运动性質及符号的变化也是多样的。总的看，地盾可以說是长期的継承性单位，它不仅一直具有上升的趋势，而且其范围和輪廓长期保持着稳定性。与它相伴生的沉降带，也是以継承性为主，长期沉降的单位，如燕山、豫淮、鄂黔等沉降带。但也有較复杂的情况，有的沉降带沉降中心不断轉移。如滇东沉降带，在志留紀时由于黔中一带产生东西向隆起，将它截成南北两半，沉降中心移至北部，沉降带成北东东向；上古生代时，南北貫通，改变了志留紀的面貌，沉降中心向南方迁移，沉降带方向改为北北西向；三迭紀时沉降中心更南移至滇、黔、桂交界，由此一支北东向伸入黔中，一支往东南延入桂西北成丁字形式。有些沉降带，如六盘山及南大巴山沉降带，因受相邻地槽系的沉降与迴返的影响，构造运动的性質发生显著变化，当地槽沉降強烈时它們也沉降較深，地槽迴返时它們也整体上升，后期則又发生沉降。台向斜在其构造发育过程中，构造运动的性質及符号变化是比較显著的。例如四川台向斜在下古生代时不断下降，上古生代时則以上升为主，中生代时又整体強烈下沉，沉降中心也在迁移。黔中南的构造发育历史几乎完全相反，下古生代时大部分地区具隆起趋势，上古生代时以下降为主，三迭紀时則整体下降，沉降中心移至其西南部，沉降带呈北东向，此后則整体上升。华北地台的鄂尔多斯与辽冀台向斜，在古生代时沉降并不強烈，甚至部分时間具上隆趋势，但前者自古生代晚期、后者自中生代晚期強烈整体下沉，构成广闊的陆相盆地。这些盆地的沉积与它們的基礎之間，有两种接触形式，在鄂尔多斯台向斜其間是連續的，而辽冀台向斜沉积則发生于燕山运动末期，以显著的构造不整合上迭在不同构造单元之上。台背斜一般說是长期継承性的整体上隆的构造单位，內部构造結构不均一，在发展的不同时期发生不同的构造方案，如康滇台背斜自三迭紀后期发育了广闊的断陷盆地，山西台背斜与辽东台背斜的內部結构不均一性更为显著。从构造角度来看，中生代末期的构造发展，对中国地台来講是以新生作用为特征；在这飞跃的質变时期，老构造逐漸消失，或被新构造所掩，但在这些新的构造中，仍能发現在构造方案、构造形态与构造运动方面継承老构造发展的痕迹。

（三）中国地槽-褶皺系的大地构造发育特征

我国各地槽系的发育过程是多种多样的。自古生代以来，它們发育至封閉的全部过程的特点可以归納于下：

1. 各地槽的发育方式不同　其中一部分地槽是在元古代的变質基底或古地台的基础上，由于深断裂或其他新生作用而形成的，故称之为断續式地槽即指那些与元古代間有地壳运动表現的地槽，如中昆仑地槽；或指在稳定的基础上发展成的地槽：其中有的是从長期隆起状态进入地槽阶段，如烏苏里地槽；有的是从長期緩慢下降状态进入地槽阶段，如喜馬拉雅地槽西部。另一部分地槽則是承袭着元古代地槽状态，成連續发展关系，如南岭地槽，故可称为継承式地槽。还有一种新生式地槽，是指地台内部在某一段时間内經深断裂及強烈新生作用而产生的，如华北地台淮阳地盾北側在石炭-二迭紀时产生的"北淮阳地槽"。

2. 各地槽的发育过程十分复杂　首先，是发育的时間长短不同，有的經过一个构造阶段即封閉，有的則經历几个构造阶段。发育于同一构造阶段的地槽，其发展与結束的时期也各不相同。以我国几个加里东阶段的地槽为例，其构造演化可分早、晚两期，如下表（其中大兴安岭地槽并未封閉）。

时代 ＼ 地槽	东南地槽系	大兴安岭地槽	祁連山地槽
泥盆紀			
志留紀			
奧陶紀			
寒武紀			
震旦紀			
元古代			

海西阶段也有同样情况。由于加里东旋迴結束的时間不一，因此它开始的时間和結束时期在各处就有所差别，如大兴安岭地槽的結束期是海西早期，內蒙地槽、天山地槽是海西晚期。

此外，就是把地槽区在海西旋迴以后的整个历史归之为阿尔卑斯旋迴，这无疑是对地球历史的眞正进程作了很大的簡化。阿尔卑斯的初期和末期，在地球上各个不同地区的发展是不相同的。根据我国中生代地槽的結束时期，至少可将其分成两个类型：一种結束于三迭紀末（瑞蒂克期以前），如甘孜地槽、秦岭地槽西段，它通过我国滇西与越南民主共和国相連，可独立划分为印支旋迴；另外一些地槽則結束于中生代后期，如錫霍特-阿林地槽（中国的烏苏里地槽部份亦在內）是从晚石炭世至中侏罗世結束，从晚侏罗世开始已不屬地槽范畴；与此大致相当的侏罗紀、白堊紀的构造变动，在中国东部非常普遍，而广闊的横断山地槽及喀喇昆仑地槽則結束于白堊紀末；因此，可以把它們独立划分为燕山旋迴。新生代本身也可以独立划分为一个构造旋迴，其中喜馬拉雅地槽結束得較早；台湾地槽与西太平洋島弧相連，是現代还在发育着的地槽区。因此，有必要把海西旋迴以后的地質发育史

划分为本质不同的三个构造旋迴：即印支旋迴、燕山旋迴和喜馬拉雅旋迴。

据上述可以看出，将地槽区的发育，划分出几个构造旋迴及相应的发展阶段，只是对整个进程作了一般性的概括，而实际过程則具有多种多样的特殊性。我們不能想象所有构造旋迴在地球各处都是在相同时間开始和結束，也不能理解所有地槽系都是在一定的时間內經过同一个旋迴的所有阶段。不同的构造旋迴及发展阶段的具体內容也有很大差别。构造旋迴与各发展阶段之間的质的飞跃形式也是多种多样的，体現了地壳在发展过程中活动与稳定对立的統一。因此，我們必須用辯証唯物主义的立場、观点、方法来研究大地构造問題，并根据各构造单元的具体情况进行深入的分析作出实事求是的結論。結合我国情况考虑，在我国地槽构造旋迴发育中，有时沉积建造与岩浆系列都十分完整，如北祁連地向斜，可称为完整式地槽。而湘桂地向斜中沉积主要为矽质复理石建造和笔石頁岩建造，即建造系列和岩浆旋迴都不完整，故可称为不完整式地槽。天山地槽的情况更为不同，其西段在奥陶紀、志留紀經历了早期下降阶段；在志留紀以后有迴返上升現象，但未封閉，只引起拗陷带的迁移；泥盆紀的建造并非后期的泻湖磨拉石建造，而是海相碎屑堆积和斑岩建造；石炭系則以碳酸盐建造为主，直到二迭紀海退完全褶皺成陆。从总的情况看，天山地槽真正全部封閉，并形成褶皺山系，經历了整个古生代，是一个連續发展的复杂过程，其中加里东旋迴与海西旋迴界限不明显，但沉积建造和岩浆活动却貫穿两个构造阶段，并构成一个完整的系列，故可称之为双旋迴貫地槽。最后，还須指出的是沿地槽走向上各地段的发育过程可有很大的不同，例如秦岭地槽东段基本上是发育于海西阶段，而西段則延續到三迭紀。

3. 各地槽的封閉与轉化方式不同　当前对我国地槽构造旋迴的封閉和轉化的具体标志有不同的理解。一种強調褶皺迴返与全面不整合間断，另一种則強調建造类型的改变。我們認为，应該根据綜合因素，分析总的大地构造状态的質变。就中国具体情况来看，这种飞跃所表現的外部形式，在一种情况下是激进式的，即地槽的結束是經过了強烈的褶皺变質，大量的酸性岩浆活动及相应的"后造山"建造（磨拉石建造）的出現和显著的沉积間断不整合，如祁連山地槽等。在另一种情况下，飞跃是漸进式的，即地槽的結束沒有經过強烈褶皺和大量酸性岩浆活动，但其沉积建造却发生了显著的变化。如下揚子地槽。

总之，地槽的結束代表一种質的飞跃，而这种飞跃的形式是多种多样的，在空間上是不平衡的，甚至在同一地槽中，沿走向上結束的方式也是不同的。特別值得注意的是标志着地槽封閉时刻的构造单位——边緣拗陷，在我国并不十分发育。目前所能指出的龙門山边緣拗陷及祁連山的走廊边緣拗陷，与世界典型边緣拗陷相比，亦有其特殊性。相反的是我国山前拗陷十分发育，有的是在上述边緣拗陷的基础上，在以后的中、新生代阶段发育而成；有的是在地槽褶皺迴返时并不立即产生边緣拗陷，而在經过一段时間以后，褶皺带块断隆起，于其前緣产生新的山前拗陷，如天山地槽、阿尔泰地槽等。而有些地槽甚至根本不产生边緣拗陷和山前拗陷，如秦岭地槽等。

4. 地槽发育过程中內部結构变化的多样性　地槽从开始拗陷至封閉的整个过程中，其內部拗陷、隆起单位是否在空間上經过易位，也是当前大地构造学界的爭論問題。根据有关我国地槽的資料，說明既有継承发展的，还有构造上"迴返"的現象。綜合起来可

以分为以下几种情况:

(1) 地槽早期的隆起和拗陷分别在晚期发展成为复向斜和复背斜,即 B. B. 别洛烏索夫所說的"构造迴返",如大兴安岭地槽;

(2) 与第一种情况相反,为明显的継承类型,如东南地槽系;

(3) 地槽发展中地背斜表現为隆起扩大,构成一个巨大的复背斜軸心,两側地向斜褶皺迴返,并往外推移;因之,正負两种构造单元之間并未发生眞正的全部构造迴返現象,如天山地槽、祁連山地槽;

(4) 一个大地向斜分解,最后形成几个复背斜和复向斜构造,如内蒙地槽。

5. 中間地块的多种类型 在我国广大地槽区中,分布着塔里木地块、准噶尔地块、柴达木地块、松辽地块、羌塘地块、华夏地块等規模較大、形状不規則的块体。根据它們的基底形成时代以及它們与整个地槽系发育的关系,可分为以下四种类型:

(1) 塔里木地块具有前寒武紀基底,实际上是一个起着中間地块作用的小型古地台;

(2) 准噶尔地块中央部分可能是古老基底隆起,北緣基底則見有下古生代变質岩系,上古生代沉积具有蓋层性質,因之,推断它是加里东旋迴封閉固結的块体,在后来的发育中为海西旋迴地槽所环繞;

(3) 柴达木地块和松辽地块的发育与上述地块不同。前者的北部隆起区具古老基底,南部拗陷区的基底与昆仑褶皺带的地槽建造系列一致,这里隆起区与拗陷区的排列与祁連山地槽及昆仑地槽中的地背斜、地向斜也基本一致;松辽地块的基底也是不均一的,东部隆起区与西部隆起区具古老基底,而中央拗陷区则可能含有变質古生代地层,它們的排列与吉林地槽内的地背斜和地向斜基本一致,构成一个完整的隆起、拗陷系統,惟西界不为地槽所环繞,褶皺带与地块成对交关系,据此我們認为它們与相邻地槽系可能属同一构造旋迴,只是封閉固定稍早而已;

(4) 其他两个地块中,羌塘地块基底情况了解很少,华夏地块基底时代亦尙未确定,但后者与其他地块不同之处在于它基本上是一直上隆的地区,具有显著的岩浆活动与断裂变动,而其他一些地块在晚期都相对下降,形成盆地接受較新沉积。

(四) 中国地台与褶皺系的构造关系

地台与褶皺系是在互相联系与相互制約中发展起来的。因此,它們在地壳发展中的相互影响和构造关系,很早就已成为区域大地构造研究的重要課題。在这方面 H. C. 沙特斯基等苏联地質学者作了很多工作,并得出了若干重要結論。我国地質工作者也作出許多貢献,其中黄汲清对鄂尔多斯台向斜西沿的大地构造分析可以作为一个范例。

我国地台与其相邻的地槽-褶皺系間的接触关系是多样的。首先,是多边形的地台为不同时代的褶皺系所环繞;其次,是两者各以不同的次一級构造单元相互接触;最后,是褶皺系的走向与地台边緣的走向之間有着从平行、斜交以至垂直的各种相互关系。因限于篇幅,不能将它們之間在发展的各个阶段上相互联系的历史-构造发展作全面闡明,以下仅就华北地台与西南地台的边界情况作一簡单敘述。

1. 华北地台与周围褶皺系的构造关系 华北地台北緣主要与东北地槽系相接,其特点是在邻界的两側都是以隆起的正向构造单位为主。华北地台的二級单位为内蒙地軸

及辽东台背斜，属东北地槽系者主要是地背斜，如老爷岭地背斜及东苏尼地背斜。这一条界綫总的說是比較平直的，就其目前构造情况来看，从东至西可明显分为三段：东段自长白山往西至德化，地台与吉林褶皺带之間是以长期发育的深断裂为界；中生代以前两边的构造发育历史截然不同，海西运动后，吉林地槽褶皺迴返，它的构造方向主要是北东向的，但在靠近华北地台时，受到东西向边緣断裂的影响，使褶皺軸向逐漸轉为北东东，与华北地台成小角度斜交，两者之間未发育有边緣拗陷。中段从德化往西至五原以北，此段分界綫自志留紀后开始明显，海西运动期間褶皺系中也未产生边緣拗陷，仅在晚第三紀沿此界以北的褶皺系中发生內陆断陷；从构造綫方向上来看，褶皺系与內蒙地軸基底岩系的褶皺軸向基本一致，均呈东西或北东东向。西段的边界情况，目前还了解的不够，从当前的构造状况来看，两者构造方向上也基本一致。

华北地台的西界与秦岭及祁連山褶皺带相邻。大致可分为两段，天水以西与祁連山褶皺带相接，定西以东至南阳附近則与秦岭褶皺带相邻。这一段边界綫最为曲折，构造关系也最为复杂。关于西段的情况，黄汲清曾作过詳尽的分析。北祁連地向斜經晚期加里东运动褶皺迴返，它与阿拉善地盾之間产生了走廊边緣拗陷。地向斜往南东东延长則与基底深沉陷的鄂尔多斯台向斜接壤，两者之間构成六盘山沉降带。也就是說，六盘山区曾是与邻近地槽強烈构造作用同时下陷的地台边緣部分，只是在中生代后期鄂尔多斯台向斜西部边緣高聳成山，在山的西部沉积了巨厚的山麓堆积以及湖积层及紅色地层。沉积作用的中心由东往西迁移。在接触处可以清楚地看到两大构造单位中构造綫的轉折。东段的北界是以秦岭褶皺带与秦岭地軸接触。两者之間构造走向基本一致，比較平直。为一长期发育的深断裂所隔，南秦岭加里东地向斜受加里东运动褶皺迴返后，在其北側发育了中秦岭海西地向斜，这一地向斜的东段，也就是在邻近秦岭地軸的一段，无論从沉积建造，岩浆活动与构造状况来看都不是眞正地槽状态，而具有过渡区的性質，从构造上来看是一个边緣复向斜。秦岭褶皺系往南东东延伸，成盲腸状插入华北地台与西南地台之間。这里由于南阳、襄阳一带的近期凹陷影响，两者的接触关系情况不明。值得提出的是秦岭地軸西延与隴西地块直接相联，两者一体，把秦岭与祁連山地槽隔开，更西則插入祁連山地槽中成为地背斜，宋叔和曾称之为“秦祁地軸”。这种地台边沿的基底隆起带延伸至地槽之中的情况是我国地台与褶皺系构造关系中的特点。除上述外，秦岭地槽东段的武当山地背斜，从构造上来看也是淮阳地盾的一个分支。

华北地台的南界除一段与西南地台相接外，其东南界与东南褶皺系相邻。这里淮阳地盾的南緣成弧形向南突出，与褶皺系之間为一长期发育的深断裂，分界綫十分明显，与其相邻的东南地槽-褶皺系的边緣具有特殊的构造类型。也就是說，从地槽往外，逐漸接近地台时，无論从沉积建造与构造状态上都出現了一系列的过渡性質，致使最靠近地台的皖南地向斜具有特殊的大地构造特点，它在加里东运动时并未遭受褶皺迴返，而构成类似B. B. 别洛烏索夫所提出的“准地槽型”的地向斜拗陷。

2. 西南地台与周围褶皺系的构造关系　西南地台之西北界与龙門山褶皺带相邻，两者之間存在着深断裂，构成所謂的“边緣縫”。这里四川台向斜的西北側在构造发展及沉积建造上均受龙門山地槽发育的影响。当志留紀末，地槽褶皺隆起后在其前緣产生了边緣拗陷，沉积了巨厚的上古生代及中生代早期的沉积。后者在二迭-侏罗紀又受褶皺运

动上升为陆，在其前緣，四川台向斜的西側又形成长条形的強烈凹陷，沉积了厚达1,000米以上的城墙岩羣磨拉石建造，其厚度向四川台向斜內部变薄，构成了一幅典型的"地槽迁移"的图景。

西南地台的东北緣南大巴山沉降带与南秦岭加里东地向斜相接。古生代时，地槽与地台区內之海水相連，但两区的沉积建造与厚度有很大差別，特别是志留系区别最大；地槽中的志留系主要有碧石建造，复理式建造，厚度巨大，純属地槽性質，而沉降带中之志留系則为地台型的灰岩及碎屑岩建造，厚度与前者比較要小得多。下古生代末，南秦岭地向斜褶皺上升为陆，沉降带亦随之隆起，但未遭受褶皺运动，直至二迭紀时复又下降，形成了二迭紀地层的超复。燕山运动使其形成強烈的褶皺及断裂。因此，南大巴山沉降带应該看作为与邻近地槽強烈构造作用同时下陷的地台边緣部分，而不应該認为它是一般的边緣拗陷。

西南地台的东部以武陵台背斜与东南地槽系相連。武陵台背斜的西側与西南地台之沉积特点完全一致，而东側則具有某些东南地槽系的特点。武陵台背斜之前震旦紀地层（板溪羣）与东南地槽系岩性、岩相基本一致，但所受呂梁运动的影响各异。在武陵台背斜的西部，板溪羣与震旦系为显著的角度不整合，向东至湘桂地向斜內板溪羣与震旦系之間不整合关系极不明显，說明呂梁运动对板溪羣的影响，由武陵台背斜至湘桂地向斜逐漸微弱。

西南地台的南緣黔中南台向斜及武陵台背斜的南端与东南地槽系的右江地槽相接。武陵台背斜南端延入广西境內，它与右江地槽的关系与武陵台背斜东側相似。黔中南台向斜与右江地槽之关系，因均不見其基底，故不甚清楚。

西南地台之西部康滇台背斜与甘孜地槽相接，二者之关系亦了解不够。古生代时康滇台背斜基本上保持隆起的状态，而甘孜地槽各地发展不同；中生代时，康滇台背斜的中部产生凹陷，形成了大面积的巨厚的陆相紅色碎屑建造，复盖了康滇台背斜的西部，致使台背斜与甘孜地槽之滇西地区不見明显的界綫。南段两者間則以深断裂接触。

綜上所述，关于我国地台与褶皺系間的构造关系，可总結如下：

（1）地台的地盾与褶皺系直接相接时，有三种构造关系：① 以深断裂的"边緣縫"分界，沒有边緣拗陷作过渡带，如华北地台北界；② 在另外一种情况下，如祁連山褶皺带与阿拉善地盾之間，則产生边緣拗陷；③淮阳地盾与东南褶皺系之間产生"准地槽型"拗陷。

（2）当地台的褶皺基底較低、以台向斜与地槽-褶皺系相接时，有两种构造关系：①在一种情况下产生典型的边緣拗陷，如四川台向斜与龙門山地槽之間；②在四川台向斜之东北緣与秦岭地槽之間，在地台內产生一条沉降带，鄂尔多斯台向斜西沿与祁連山地槽之間亦如是，它們經晚期构造运动构成台褶带。

（3）地台以台背斜与褶皺系接触，有的以深断裂为界，如华北地台北界东段，亦未产生边緣拗陷；有的則成过渡关系，如武陵台背斜与东南地槽系間。

（4）秦岭地槽东段，于华北地台与西南地台边界成銳角相交之处，构成一个特殊的"横边緣构造"。

（5）地台中的地軸状基底凸起常延伸至地槽系中，构成地背斜，如秦岭地軸与祁連山中央地背斜，武陵台背斜与鄱阳地背斜，淮阳地盾一部分与武当山地背斜等。

(五) 中国区域断裂特征

从我国大地构造图上可以清楚地看到,不同大地构造单元之間常为深断裂所隔,地台或地块多呈菱形輪廓;地槽的发展常与深断裂的活动密切相关,大部分岩浆岩带及內生金属矿带都沿区域性断裂分布。所有这些現象都說明,我国大地构造发展历程中断裂运动起着重要作用。

按照断裂在地壳发展中的发育情况,一般将区域性断裂划分为:深断裂、大断裂、一般断裂和断裂带等不同类型和級別。但是,这里我們須要注意的一点是大部分深断裂在长期发展过程中的活动不均衡性。其主要表現是同一断裂体系在某一大地构造时期活动特別強烈,此种特征的分析不仅可以使我們从形成历史上对深断裂进行分类,同时也是具体研究某一地区大地构造历史时的重要考虑因素,譬如我国东南沿海地区燕山期的大規模岩浆活动也是华夏向断裂系的活动表現。据此我們将深断裂划分为:前古生代強烈活动深断裂,下古生代強烈活动深断裂,上古生代強烈活动深断裂,中生代強烈活动深断裂,新生代強烈活动深断裂。此外,还有更多的深断裂,不单表現在某一大地构造阶段活动強烈,而是在两个甚至两个以上的大地构造阶段里表現活动強烈,此种断裂称之为多阶段活动深断裂。

考虑断裂的空間展布、同一构造应力作用、以及其生成发展的活动方式的共同性的前提下,初步将我国断裂分为如下系統:

华夏断裂系　是以北北东向斜向排列的高角度深断裂組合系統,主要分布于我国东部地区,包括大兴安岭东緣断裂,伊蓝-伊通深断裂、密山-敦化深断裂、太行山深断裂、郯城-泸江深断裂以及东南地槽区內的許多区域性断裂,此組断裂主要活动时期在中生代。

天山阴山断裂系及昆仑秦岭断裂系　是以东西向呈平行束状的压性断裂为主的断裂組合系統,而在西部地区則为北西西向和北东东向两組交叉断裂形式,属于这两个系統的断裂主要分布于天山-內蒙地槽系、昆仑-祁連地槽系和秦岭地槽中,它們的主要強烈活动时期是下古生代到上古生代。

滇藏断裂系　是以弧形边幕状排列形式的斜冲大型断裂的組合系統,主要出現在康藏地槽系中,与康藏歹字型构造系基本一致,主要強烈活动于中新生代。

賀兰小江断裂系　是以南北向逆冲断裂的組合系統、主要指賀兰山和滇中小江一綫深断裂带,具多阶段活动特点,从古生代到中生代,直到新生代皆有較显著的活动,因而构成我国西部地槽区与东部地台区的天然分界。

关于断裂系的生成机理,我們認为,目前以受力地体沿最大剪动方向产生,而以一組最为发育的推論是适宜的。对于同一断裂系范畴的断裂,不仅在空間展布上具有共同特征和在发生发展中具有共同的历程,同时它們在初期生成上也同属于統一构造应力場,例如,以北东向断裂为主的华夏断裂系,为主压应力軸近南北向或北北东向的构造应力場所导生;天山阴山断裂系及昆仑秦岭断裂系的交叉断裂,为主压应力軸近于东西向的构造应力場所导生。賀兰小江断裂系由其內部次級断裂結构分析北北西及北北东向的断裂所夹銳角指向南北,此断裂系的近代活动是受主压力近南北向的应力場所支配。实际上,断裂系的生成与活动关系还很复杂,象派生关系、过渡关系、重迭关系、継承活动等不同形式的

复合运动。

总之，我們訒为不应簡单的以現代地球旋轉状况及其导生的构造应力場去統一解释漫长的地壳运动发展历程中所遺留下来的所有构造迹象，特别是以簡单的地体刚度強弱去解释不同时代所形成的我国东部菱形地块和西部菱形地块的差异。古地磁及古气候資料已經有比較充分証据，訒为地球极地随着时間的发展在不断地变位，地球磁軸的变位也就說明地球旋轉軸在变位。因此，地球旋轉軸的变化，必然引起地壳构造应力場的变化；地壳构造应力場的变化也必然反映在共軛剪动方向上的改变，这样，摆在我們构造地質学家面前的任务是必須在致力于构造綫的划分的同时也要进行构造复合运动的理論研究，然后才有可能揭示出构造断裂的眞实发展規律。

（六）中国岩浆活动特征

岩浆活动是地壳内部运动表現形式之一，岩浆活动与构造运动有紧密联系。与一定的构造旋迴相伴随的一系列岩浆作用的有規律的总和称为岩浆旋迴。在岩浆旋迴的某一阶段，在一定构造状况下形成的一系列紧密共生的岩浆岩天然組合称为岩浆岩建造。例如細碧角斑岩建造形成于地槽下沉阶段的海底噴发；又如深成混合岩-花崗岩建造多半是在前震旦紀地槽褶皺迴返时期深部碱質交代作用条件下形成的等等。

由于地壳内部物質运动的不均一性，在同一地質历史时期，地壳各部分岩浆作用激化程度及表現形式能有很大不同。另一方面，由于地壳发展的不可逆性，所以任一个构造单位在漫长的地質历史过程中，可以經历不只一次岩浆旋迴，而这些旋迴的激化程度和表現形式亦絕不相同。正是由于这种时間和空間因素的复杂情况，这就造成了岩浆岩在时間和空間分布上是互相联系而又相互差别的。

如以各区岩浆作用最激化阶段为标准，在考虑各区在岩浆作用激化时所处的地質构造环境，我們可以划分出不同的"构造岩浆区"。在一个构造岩浆区內往往发育着一定类型的岩浆岩建造及相应的內生成矿特点，这样将大大地便利于內生矿床成矿規律的研究，因此"构造岩浆区"的划分就有着极其重要的理論与实际意义。

按我国具体条件，可以分出三种基本类型构造岩浆区。

1. 地槽型构造岩浆区 是指在区域地質发展历史上，当該区处于地槽阶段时岩浆作用最为激烈，因此，此类构造岩浆区必以地槽型岩浆岩建造为特点，主要有：細碧角斑岩建造、超基性岩建造、安山岩建造、早期花崗閃长岩建造、中深成花崗岩基建造等。

地槽型构造岩浆区岩浆作用基本特点：

1）在活动順序上，一般是以基性岩流的海底噴发开始，継有超基性岩、基性岩、中酸性岩浆之侵入（小侵入体），中深花崗岩基的形成，后期有酸性、中酸性火山噴发，也有中酸性、碱性小型侵入体，最后是基性岩脉及热液矿脉之形成。这是一般順序，具体到地槽区則可能有某些建造不发育，而另一些建造特别发育的情况。

2）在活动方式上，噴出岩多为海底噴发，侵入体同化-混染作用显著，分相明显。

3）在构造控制方面，大部分古生代地槽型构造岩浆区中岩浆活动受深断裂控制，有些地槽区（秦岭、祁連山地槽、天山地槽系）則受地槽中縱断裂控制，因此侵入体分布于地向斜与地背斜相邻接的地带，甚或侵入于結晶軸，与背斜核部有关者很少。

4）主要内生矿产：Cr、Ni、Pt、Fe、Cu、Pb、Zn、W、Sn 等。

我国主要地槽型构造岩浆区有：

I_A 中国西部、北部古生代地槽型构造岩浆区；

I_B 滇藏中生代地槽型构造岩浆区；

I_C 烏苏里中生代地槽型构造岩浆区；

I_D 喜山-台湾新生代地槽型构造岩浆区。

各区又有不同特点。

2. 地台型构造岩浆区　是指在区域地质发展历史上，岩浆作用发生在地台环境下。显然，在此类构造岩浆区中以地台型岩浆岩建造为特点，主要建造有：安山玄武岩建造、暗色岩建造、基性侵入岩建造、閃长岩建造、花崗岩建造、碱性岩建造、橄欖玄武岩-碱性玄武岩建造等。

地台型构造岩浆区岩浆活动基本特点：

1）在活动順序上：下沉时期以中基性、中酸性岩噴出为主，然后轉为基性乃至中性岩侵入，后期有酸性、偏碱性乃至碱性岩侵入，最后有橄欖玄武岩流之溢出。

2）在活动方式上，噴出岩多陆相噴发，但亦有水底噴发的。侵入体多次侵入现象及岩浆分异作用十分明显，且愈是晚期愈偏碱性。侵入体产状多为小型、具典型浅成相甚至次火山相的特征（斑状結构，玻璃質岩石呈岩墻、岩床等）。

3）岩浆活动明显地受断裂及盖层中各种脆弱带之控制。

4）主要内生矿产：Fe、Cu、Pb、Zn、Sb、Hg、As、Ni 等。

我国主要地台型构造岩浆区有：

II_A 华北地台型构造岩浆区（魯西台背斜，山西台背斜，豫淮台褶带，賀兰六盘台褶带等）。

II_B 西南地台型构造岩浆区。

这两个地区古生代时期均处于相对稳定的阶段，岩浆活动表現微弱，部分地区有玄武岩、安山岩流；中生代开始，岩浆活动表現激化，但多集中在台背斜和台褶带部分。

3. 西太平洋型构造岩浆区　从时間、空間上分析我国东部太平洋沿岸，中生代早期以来，岩浆活动強烈激化。它的分布范围往往不受原有大地构造单位界限所限，并在許多方面有自己的特点，因此有必要划分出一个独立的“构造岩浆区”。

此类构造岩浆区有以下基本特点：

1）岩浆活动順序上，早期以酸性火山噴出岩为主，在某些盆地中有中基性火山岩（輝石安山岩），継以各种类型小型侵入体，以后有大型中深成花崗岩基，有些地区可見几次噴出、侵入反复进行的現象。典型建造有流紋英安岩建造，石英斑岩亚建造，花崗閃长岩亚建造，中深成花崗岩基建造等。

2）在岩浆活动方式上，噴出岩多陆相噴发，有两种类型：一为裂隙-中心式，成层清楚，常与沉积岩互层堆积于盆地中，并常夹火山碎屑岩以大兴安岭为代表；另一种为面式噴发，以酸性熔岩为主常成穹窿状，与花崗岩关系密切。侵入体以花崗岩基、岩株为主，常有多次侵入现象，同化作用強但无明显分相現象；富碱質、酸度高、似斑状結构普遍，多属中深相、部分浅成相。

3）岩浆活动明显为断裂控制，大型岩基及火山岩流均沿断裂带分布，靠近太平洋沿岸的閩浙-南岭、胶辽-湘赣、燕山台褶带主要受北东向断裂控制，而内蒙地軸、秦岭地軸、淮阳地盾，则受东西向基底断裂的控制。

4）西太平洋型构造岩浆区是我国主要内生矿区。有：Fe、Cu、Pb、Zn、W、Sn、Mo、Bi、Sb、Hg、As 等矿床。

我国主要西太平洋型构造岩浆区有：

III_A 閩浙-南岭西太平洋型构造岩浆区。

III_B 胶辽-湘赣西太平洋型构造岩浆区。

III_C 淮阳、内蒙西太平洋型构造岩浆区。

III_D 燕山西太平洋型构造岩浆区。

III_E 吉林-兴安西太平洋构造岩浆区。

最后，我国前震旦紀时期岩浆活动与震旦紀以后諸旋迴在质上有明显的不同。它的分布特点不受上述构造岩浆区的控制。我国前震旦紀至少可以划出三个岩浆旋迴：阜平期（下太古代）、五台期（上太古代）及呂梁期（元古代）。各旋迴活动順序上与地槽型构造岩浆区大致相似，但有自己典型的变质岩浆岩建造如榴輝岩-斜长角閃岩建造，深成混合岩-花崗岩建造等。至于进一步結合前震旦紀大地构造特点作出构造岩浆区的划分，则有待更多的累积資料才有可能。

四、結　　語

总上述，使我們深刻地認識到地壳的发展是不平衡的，在不断的具方向性的前进过程中又可分出不同构造阶段或旋迴。每一个阶段的发展显示着地壳构造量变的累积，到了一定时期引起根本質变。然而这种质变并不是一下就实現了的，而是由包含着部分质变的許多更小的阶段。这种地壳构造发展的状况就是地壳不断发展和发展阶段的对立統一。两个阶段或旋迴既有区别又有联系，在整个地质历史的发展过程中，每个新的阶段或旋迴不是前一个旋迴的重复，而是螺旋上升前进到一个新的阶段或旋迴。过去一般常把这种原理引用到地槽发展的阶段分析中，但有部分作者却把地槽发育的"多旋迴"性概念理解为相互交替的构造旋迴的簡单重复，这显然是不正确的。我們覚得应該运用同样原則去分析地台的发展，以及地台或地槽同一构造旋迴的发展阶段性，进而划分出各大地构造单元的不同級別的发展旋迴或阶段，并認識其本質特征。正如毛主席所指出的，我們必須"研究事物发展过程中的各个发展阶段上的矛盾的特殊性，不但必須在其联結上、在其整体上去看，而且必須从各个阶段中矛盾的各个方面去看"。（"矛盾論"，"毛泽东选集"，第一卷，人民出版社 1952 年第二版，303 頁）也就是說，我們必須仔細地去分析事物发展各阶段的矛盾各方面的特殊性，不但从各个发展阶段的相互关系和整个阶段上去分析認識，而且还必須研究各个阶段中的矛盾的各个方面，然后把各方面的分析綜合起来把握住矛盾的整体。

从空間、时間上去分析地壳发展，都可体现为相对活动与相对稳定这两个对立面的斗争与轉化。但不同地区不同阶段的发展內容的表现形式则是多种多样的。旋迴与旋迴間、阶段与阶段間质的"飞跃"也是多种多样的，在"飞跃"中表現了实际事物及其与周围环

境之間联系制約的无穷多样性。在地槽系发展过程中也有着相对活动性的阶段。阶段之間可經过強烈的地壳运动，也有的是漸进的轉化。因此，我們把本質不同的基本构造单元理解为不均一的整体，相对活动的地槽系中有比較稳定的单位(中間地块等)，而相对稳定的地台中也能划分出比較活动的部分(台褶带)。这就是我們在一般討論中常用的"台中有槽、槽中有台"时間、空間的概念。

还必須指出，在我們堅持地壳发展的不可逆性、方向性、阶段性的原則同时，也不应該忽視地台可轉化为地槽的可能性，，华北地台中的"北淮阳地槽"就是一例。另外，在研究地壳发展的新生与継承作用关系中，也不能片面強調某一方的意义。地質构造发展中的継承性是重要的，但新生作用終归占主导地位。結合我国中、新生代以来的大地构造特点，分析其間所产生的多种新生現象，无疑是十分有意义的。在辯証唯物主义的发展观指导下，运用現实主义(将今論古)原則去考虑，現代的地質作用不能与过去的地質作用等同，但那种認为这个时期的地質构造特征完全特殊也是不恰当的。我們应該正确地指出它們的意义与特点，特别重要的是要从构造单位的相互联系与制約中去認識它們的发展規律，但对具体事物应进行具体分析。

本文就是我們在大地构造研究中学习和运用毛泽东思想的初步体会与收获，当然是十分不够，甚至还会有許多錯誤的地方。但我們深信，毛泽东的哲学思想不仅是指导我們进行阶級斗爭的理論武器，同时也是指导我們进行自然斗爭的理論武器。只要我們把毛泽东思想的紅旗牢固地插在地質科学領域中，我們就一定能够使地質工作不断跃进，作到多、快、好、省地为社会主义建設服务。最后我們恳切地希望地質工作同志們給予指正与批評。

参　考　文　献

[1] 李四光，1939：中国地質学(中文本——张文佑編譯，正风书局。1953)。
[2] 李四光，1947：地質力学的基础与方法。商务印书館。
[3] 李四光，1950：受了歪曲的亚洲大陆。地質論評，第16卷第1期。
[4] 李四光，1954：地質构造的三重基本概念。地質知識，第2期。
[5] 李四光，1956：地壳运动問題(討論提綱)。地質部地質力学研究室。
[6] 黃汲清，1945：中国主要地質构造单位。地質出版社，1954，中譯本。
[7] 黃汲清，1960：中国地質构造基本特征的初步总結。地質学报，第40卷第1期。
[8] 中国科学院地質研究所构造地質研究室，1959：中国大地构造綱要。科学出版社。
[9] 张文佑，1959：从中国大地构造特征談中国大地构造单位的命名。科学通报，1959年第2期。
[10] 张文佑，1959：略談地壳的垂直运动和水平运动。地質科学，1959年，第6期。
[11] 张文佑，1960：中国主要断裂构造系統的应力分析。科学通报，1960年，19期。
[12] 陈国达，1956：中国地台活化区实例并着重討論华夏古陆問題。地質学报，36卷第3期。
[13] 陈国达，1959：地台活化說及其找矿意义。地質出版社。
[14] 陈国达，1959：地壳动定轉化递进說。地質学报，39卷第3期。
[15] 陈国达，1960：大地构造分区問題(續)。中国地質，1960年1期。
[16] 喻德淵，1959：中国地質学。地質出版社。
[17] 常　达，1959：中国地質学。地質出版社。
[18] 北京地質学院中国区域地質教学組，1960：以毛泽东思想为指导探索大地构造的規律。科学通报，1960年，16期。
[19] 馬杏垣，1960：中国东部前寒武紀大地构造基本輪廓。科学通报，1960年，16期。
[20] 胡朝元，1958：块断地壳运动与中国中生代至新生代地史发展。地質論評，第18卷，第4期。
[21] 方大卫，1958：关于中国地体的結构及发展史。地質論評，第18卷，第4期。
[22] 张伯声，1959：从陝西大地构造单位的划分提出一种有关大地构造发展的看法。西北大学学报，1959年，第2期。

[23] 沙特斯基 H. C. 1946～1955：古陆台比較大地构造学。地质出版社，1959。
[24] 沙特斯基 H. C. 1958：魏根納假說和地槽。地质专輯，第九輯，地质出版社。
[25] 裴伟 A. B.，西尼村 B. M. 1958：地槽学說某些主要問題。地质专輯，第九輯，地质出版社。
[26] 尼古拉也夫 H. И. 1958：关于地槽学說的几个問題。地质专輯，第九輯，地质出版社。
[27] 别洛烏索夫 B. B. 1955：大地构造基本問題。地质学报，35 卷，第 3 期。
[28] 别洛烏索夫 B. B. 1956：大地构造学基本問題。地质出版社。
[29] 别洛烏索夫 B. B. 1957：大地构造学基本問題。地质出版社。
[30] 楊申 A. Л.，沙特斯基 H. C.，勃格达諾夫 A. A. 等，1958 年：苏联及其邻区大地构造图說明书。科学出版社。
[31] 齐霍米罗夫 B. B. 哈茵 B. E. 1956：地质学簡史。地质出版社，1959 年出版。
[32] 克魯泡特金 П. H.，别洛烏索夫 B. B. 等，1955：地壳发展的規律性与区域大地构造。科学出版社。
[33] 科西金 Ю. A. 1959：含油区大地构造。石油工业出版社。
[34] 裴伟 A. B. 1956：深大断裂的特点、分类及其在空間上的分布。地质譯丛，1956 年，第 11 期。
[35] 裴伟 A. B. 1956：深大断裂与沉积作用、褶皺作用、岩浆活动和矿床形成之間的关系。地质譯丛，1956 年，第 12 期。
[36] 裴伟 A. B. 1956：論地质构造中的繼承性原則。地质譯丛，1956 年，第 12 期。
[37] 哈茵 B. E. 1957：世界大地构造学現状。地质譯丛，1957 年，第 10 期。

НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОТЕКТОНИКИ КИТАЯ

Ма Син-юань, Ю Чжэнь-дун, Тань Ин-цзя, Ян Вуэ-жань,
Ли Дун-сюй, У Чжэн-вэнь

(Резюме)

В настоящей работе излагается геотектоника Китая в общих чертах на основе геотектонического районирования Китая, проведенного авторами. Были специально освещены следующие вопросы: 1) особенности геотектонического развития Китая в докембрийское время; 2) геотектоническое развитие геосинклинальных - складчатых систем Китая; 3) геотектоническое развитие китайских платформ; 4) тектоническая связь между китайскими платформами и складчатыми системами; 5) характерные черты региональных дизъюнктивных нарушений Китая и 6) характерные черты магматической деятельности в Китае. При этом были сделаны соответствующие выводы. В заключении авторы обобщили основные фактические материалы о геотектоническом развитии Китая и на этой основе дали некоторые представления о закономерностях развития земной коры.

第41卷 第1期 地質学报 Vol. 41, No. 1
1961年7月 ACTA GEOLOGICA SINICA July, 1961

中国辽东一些多金属矿床中閃鋅矿的形成温度与其物理化学性質的关系

楊 象 时

閃鋅矿的化学成分、物理性質和生成环境的相互关系早就引起了人們的注意。A. E. 費尔斯曼[1]对閃鋅矿顏色变化的原因做过討論，認为硫化鉄的含量和沉淀温度对閃鋅矿的顏色变化起着主导控制作用。B. B. 謝尔宾納[2]在 ZnS—FeS—MnS 类質同象系列的研究基础上，依据 FeS 的含量将閃鋅矿分为四类：(1)純閃鋅矿：几乎不含 MnS 仅含有少量的 FeS。(2) 褐色閃鋅矿：FeS 的含量为 2.5%，MnS 的含量为 0.1—0.6%。(3) 鉄閃鋅矿(黑色閃鋅矿)：FeS 的含量为 11—16% (Fe: 7—10%)。(4) 富鉄閃鋅矿：FeS 的含量为 30--32%。E. K. 拉查連科、A. A. 亚申斯卡雅对閃鋅矿的化学組分(特别是 Fe^{++} 的含量)与物理性質的相互关系做过研究，而且对 FeS 的含量与閃鋅矿晶格常数变化的相互关系，FeS 的含量、晶格常数与比重、顏色、折光率等物理性質的依存关系都曾做过討論。

G. 科勒魯特(1953)对 ZnS—FeS 系列做了人工合成实驗研究，詳細地确定了 ZnS—FeS 的相平衡图和 ZnS—FeS 各相的晶格常数、物理性質及各种混入物对 ZnS—FeS 系列的影响。他結合挪威北部及其它地区鉛鋅矿床的成矿地質条件确定了伟晶岩矿床、矽卡岩型矿床及热液矿床內閃鋅矿的沉淀温度。ZnS—FeS 系列实驗結果与地質条件的相互引証，証实了 ZnS—FeS 系列可做为地質温度計。此后 V. C. 弗雷舍尔(1956)[3]等利用 ZnS--FeS 系列并結合气体包裹物，以及矿石結构、构造、围岩蝕变等特征确定了某些多金属矿床閃鋅矿在不同成因类型、不同矿体部位、不同世代、不同成矿阶段內的沉淀温度。

FeS 进入閃鋅矿后，閃鋅矿晶格常数变化的研究，除了 G. 科勒魯特外，H. 彼茲阿富特[4]、德永正之[5]等也做过测定和討論，特别是最近 B. T. 斯开尼、P. B. 巴頓[6]等詳細地討論了 G. 科勒魯特测定結果的誤差。并提出了較确切的人工合成閃鋅矿的晶格常数。

E. Г. 普劳茨尼科[7]等对閃鋅矿的化学組分、物理性質亦做过测定和討論。

本文主要結合我国辽东若干多金属矿床的实際情况和实驗結果試图闡明各种成因类型內閃鋅矿的生成温度及其物理、化学性質的相互关系，并对閃鋅矿化学組分（主要 FeS 的含量），物理性質(顏色、比重、硬度等)，晶格常数与生成环境（成矿溶液性質、矿物共生組合、围岩蝕变、围岩性質、不同成因类型等）四者之間的相互关系作了探討，希望查明閃鋅矿的标型特征，以助于解释鉛鋅矿成矿作用与生成环境及寻找和扩大鉛鋅矿矿产資源。

一、野外及室內工作方法

(一) 标本的采集

采样工作要紧密与地質編录、素描相結合，并按以下要点进行采样：

1. 对不同世代、不同部位、不同成矿阶段、不同成矿期的閃鋅矿。分别进行采样。
2. 不同矿床类型、不同矿物共生組合、不同围岩中所产出的矿体內的閃鋅矿。
3. 不同顏色，不同結构、构造，不同产状的閃鋅矿。
4. 对不同类别閃鋅矿相共生或伴生的脉石矿物、金属矿物同时进行样品的采集。
5. 野外工作时对采集的标本要进行分类編号，以便于室內研究。

(二) 室內工作方法

1. 单矿物选矿和化学分析。
2. 矿相学工作。
3. 物理性質測定，及X光結晶学工作。

(三) 測定閃鋅矿生成溫度的理論与方法

根据經驗，人們早已观察到閃鋅矿的顏色深浅反映其含鉄量的多少，而含鉄量又与其生成时的溫度高低有关。一般規律是：浅色閃鋅矿含鉄少于深色的，其生成溫度也較低。这些变化当然也影响到閃鋅矿的其他物理性質及晶格常数。

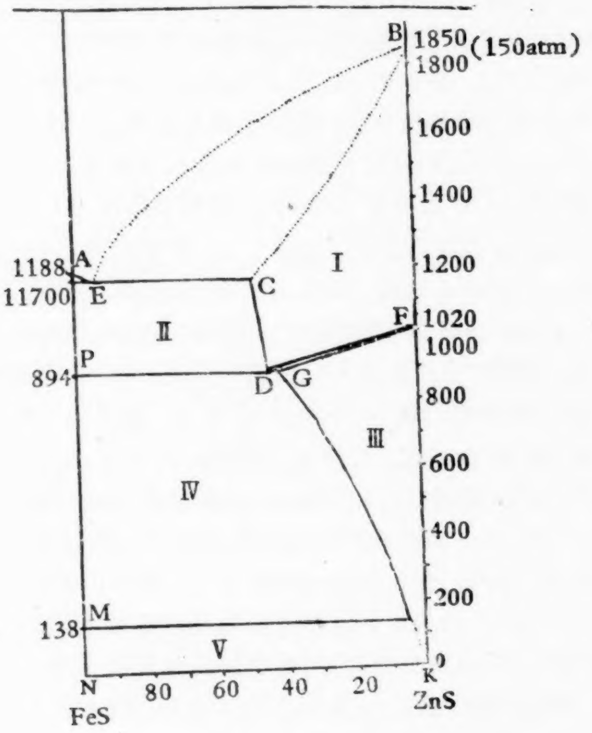


图 1. FeS—ZnS 相平衡图解(据 G. Kullerud)

I：α(Fe, Zn)S 混晶(纤鋅矿)。

II：有 Ni—As 构造的 FeS 和 α(Fe, Zn)S 混晶。

III：β(Fe, Zn)S 混晶(閃鋅矿)。

IV：有 Ni—As 构造的 FeS 和 β(Fe, Zn)S 混晶。

V：多余的 FeS 和 β(Fe, Zn)S 混晶。

上面提到过 G. 科勒鲁特曾从人工合成的 ZnS—FeS 系列的类质同象关系和物理性质的相应变化进行过詳細研究。他得出在不同温度时，ZnS—FeS 形成不同的矿物相和不同成分的 (Fe, Zn)S 混晶（如图 1)。从图 2 可以看出，在 900℃ 以下，ZnS 成閃鋅矿出現即 βZnS。当含有 FeS 时，即形成含鉄的閃鋅矿或 β(Fe, Zn)S 混晶，但是所含的 FeS 固体溶液是有限的(图 1 和图 2 的第Ⅲ区域)而且随温度升高而增多。如果 FeS 的浓度超过一定范围，則在不同溫度下，可出現 FeS 和 β(Fe, Zn)S 两个矿物相(即图 1 中的第Ⅳ和Ⅴ区域)。因此根据天然閃鋅矿中 Fe 的含量，FeS 矿物（磁黄鉄矿或黄鉄矿）的存在，从图 1 和图 2 可以定出閃鋅矿的生成温度。

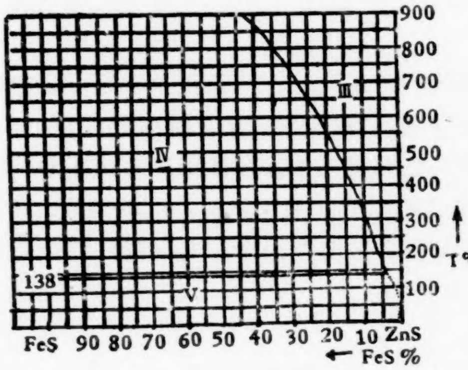


图 2.　β(Fe, Zn)S 混晶相平衡是溫度的函数图解(据 G. Kullerud)

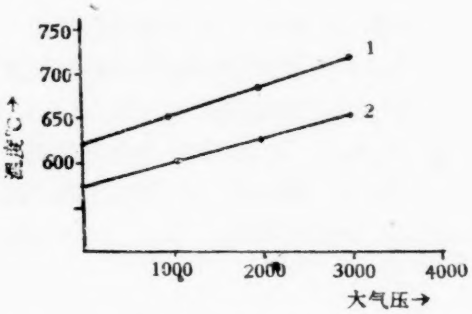


图 3.　(Fe, Zn)S混晶(1)，高-低溫石英(2)形成时溫度和压力的相互关系(据 G. Kullerud)

但是除了溫度以外，形成时的压力对于閃鋅矿中 FeS 的固体溶液含量也有控制作用。即在同一成矿溫度时，如压力增加，FeS 在閃鋅矿中的固体溶液就要相应减少，如表 1 所

表 1.　ZnS—FeS 系列与溫度、压力的相互关系
(据 G. Kullerud 实驗結果)

℃	实驗室常压下 FeS%	1,000atm	2,000atm	3,000atm	4,000atm	5,000atm	溫度差换算
139°	4.66	3.88	3.22	2.69	2.22	1.84	$x = 40.39y$*
200°	6.17	5.25	4.48	3.79	3.22	2.75	$x = 31.4y$
300°	9.35	8.17	7.17	6.26	5.47	4.80	$x = 26.2y$
400°	13.17	11.70	10.49	9.35	8.35	7.45	$x = 23.2y$
500°	17.48	15.80	14.30	12.95	11.74	10.64	$x = 20.53y$
600°	22.35	20.49	18.73	17.15	15.73	14.40	$x = 17.92y$
700°	27.93	25.80	23.82	22.07	20.36	18.84	$x = 15.82y$
800°	34.25	31.82	29.70	27.66	25.80	23.95	$x = 14.06y$
894°	41.36	38.66	36.23	33.90	31.70	29.76	

* x 为溫度差，y 为 FeS 的含量差。已知閃鋅矿内 FeS 含量为 4.78%，但因表内沒有此数据，需换算出溫度差。溫度差 = 40.39 × (4.78 − 4.66) = 4.8468℃，則閃鋅矿的沉淀溫度为 139℃ + 4.8468℃ = 143.8468℃。

示。当 FeS 含量固定时，则温度和压力成正比关系如图 3。因此，从天然閃鋅矿中依照 Fe 的含量計算出来的生成温度，还要将温度进行压力修正。成矿时的压力可从矿区的地层厚度来推算。

我們依据所采集的閃鋅矿中鉄的化学分析值，参照上述几种图表，来計算各种閃鋅矿的生成温度。其步驟如下(并参見图 4、表 2)。

1. 将閃鋅矿内 Fe^{+++} 的含量換算成 Fe^{++} (如化験出 Fe^{++} 則不需換算): Fe^{+++} 的含量 $\times 0.8998 = Fe^{++}$ 的含量。

2. 将 Fe^{++} 含量換算成 FeS 的含量。

3. 将 FeS 的含量分別置于 G. 科勒魯特的 ZnS—FeS 曲綫上(如图 4)，由此即可讀出相应的閃鋅矿的沉淀温度。

4. 对閃鋅矿的沉淀温度进行压力校正：根据閃鋅矿矿体的产出深度及矿区区域内的沉积岩盖层的厚度及区域岩层的侵蝕深度和剝蝕情况，計算出閃鋅矿沉淀时的深度。再根据深度和岩石比重計算大气压，应用 G. 科勒魯特的温度压力曲綫測出压力校正后的沉淀温度，如图 5。应用 ZnS—FeS 系列的人工合成实験結果測定閃鋅矿的沉淀温度，必須充分引用其他控制因素和地質条件进行験証，并需将各种控制因素和实际資料綜合起来确定閃鋅矿的沉淀温度。

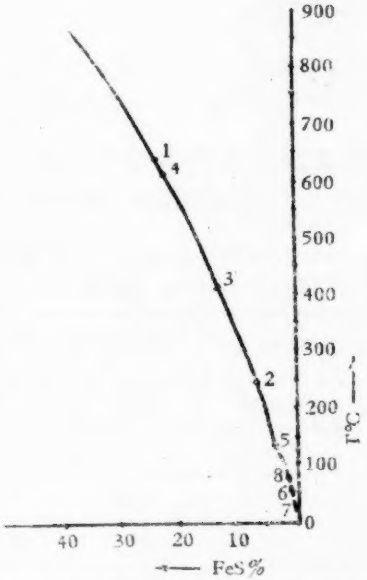


图 4. 閃鋅矿内硫化鉄的含量与沉淀温度的相互关系图解
(参据 G. Kullerud 实験結果)

标本 1：产于花崗閃长岩中的高-中溫鉛鋅矿床(黑色閃鋅矿)。
标本 2：中溫热液鉛鋅矿床内的淡褐色閃鋅矿。
标本 3：高-中溫热液鉛鋅矿床内的黑褐色閃鋅矿。
标本 4：矽卡岩型鉛鋅矿床内的黑色閃鋅矿。
标本 5：中溫热液鉛鋅矿床内的黄褐色閃鋅矿。
标本 6：低溫热液鉛鋅矿床内的淡褐色閃鋅矿。
标本 7：低溫热液鉛鋅矿床内的淡黄色閃鋅矿。
标本 8：低溫热液鉛鋅矿床内的黑色閃鋅矿。

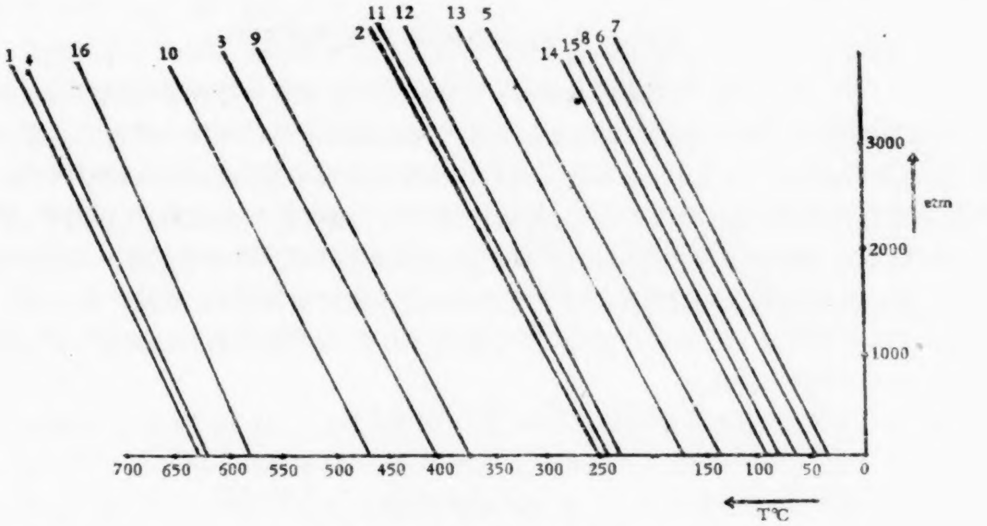


图 5.　閃鋅矿沉淀温度的校正
（綫的斜度引用 G. Kullerud. 的实验資料）
1—16：表示文中閃鋅矿的标本編号。

以 ZnS—FeS 系列实驗結果作地質温度計时需引用以下事实：

1. 充分考虑到閃鋅矿产出的地質条件，围岩性質（富 Fe^{++} 或貧 Fe^{++}），閃鋅矿产出地区的地球化学特征（富 Fe^{++} 或貧 Fe^{++}），成矿溶液中富 Fe^{++} 还是貧 Fe^{++}，矿物共生組合（特别是黄鉄矿、磁黄鉄矿等）。

2. 需配合其他测定成矿温度的方法进行驗証：利用閃鋅矿或其共生石英、螢石内的气体包裹体，利用固溶体結构的分离温度，利用共生脉石矿物（螢石、石英、方解石等）的晶形，利用矿物共生組合、围岩蝕变等特征，确定閃鋅矿的沉淀温度。

3. 样品采集需注意其代表性，如产出的部位、成矿深度及各样品单矿物的純度等方面。

二、研究標本的地質产状

（一）标本 4, 10, 11, 12, 13, 14 号：采自矽卡岩型鉛鋅矿床

該矿床矿体主要成凸鏡状，产于閃长岩与石灰岩的外接触带。围岩主要为晶質灰岩。主要組成矿物为閃鋅矿、方鉛矿、黄銅矿、磁黄鉄矿、磁鉄矿等。閃鋅矿的生成晚于矽卡岩磁鉄矿、黄銅矿矿化阶段。閃鋅矿有三个生成世代：第一世代閃鋅矿为黑色（标本 4），主要产于透輝石矽卡岩内，与磁黄鉄矿、黄銅矿共生，并与黄銅矿成乳滴状結构；第二世代閃鋅矿（标本 11, 12）呈褐色，产于淡色石榴石、条带状晶質灰岩内，閃鋅矿的双晶結构发育；第三世代閃鋅矿呈棕黄色（标本 14），細粒，主要产于外接触带中晶質灰岩的淡色石榴石的边部。該类型矿床矿体本身的矿物組合有明显的分带現象。

（二）标本 1，9 号：采自高温-中温热液矿床

标本 9 号：矿区内发育有花崗閃长岩、斑状黑云母花崗岩和各种脉岩类（煌斑岩、花崗斑岩等）。矿体产于含鉄千枚岩、片岩与白云质大理岩互层带及白云質大理岩內。围岩以矽化、絹云母化、綠泥石化为主。互层带內的矿体主要是充填脉状、白云質大理岩內的矿体主要是交代成的囊状体，矿石成条带状、角砾状、块状。組成矿物有方鉛矿、閃鋅矿、黄鉄矿、毒砂、黄銅矿、黝銅矿、綠砷銅矿、淡紅銀矿等。閃鋅矿的成矿晚于黄鉄矿—石英阶段，早于方鉛矿—石英阶段。閃鋅矿主要为两个世代：第一世代为黑褐色，閃鋅矿与黄鉄矿共生。第二世代的閃鋅矿（标本 9）为褐色，产于貧黄鉄矿的白云質灰岩及白云質大理岩內。該矿区地层厚度約为 5,000 米。

标本 1：矿体位于北东向复向斜的边部，矿区内中生代侵入体有花崗岩、花崗斑岩、閃长岩、石英斑岩等，矿体沿北西西向及北北东向断裂带延伸，主要产于閃长岩与角頁岩、閃长岩与花崗閃长岩的接触破碎带中。組成矿物有黄銅矿、黑色閃鋅矿、毒砂、磁黄鉄矿、黄鉄矿、石英、少量方鉛矿、方解石。围岩有絹云母化、黑云母化、角頁岩化、矽化等蝕变現象。矿石成梳状、角砾状构造、閃鋅矿成深黑色。該矿区地层厚度約为 5,000 米。

（三）标本 2，5，16 号：采自中温热液矿床

矿床主要产于东—西向背斜边部的断裂带內，周围岩浆岩发育。矿区內出露有千枚岩、云母片岩等变质岩系。矿体产于黑云母斑状花崗岩內的角砾破碎带。围岩蝕变为矽化、絹云母化、綠泥石化等，組成矿物有方鉛矿、閃鋅矿、黄鉄矿、黄銅矿（少量）、螢石、石英、絹云母、綠泥石等，矿石成角砾状、晶簇状、条带状、梳状、脉状等。閃鋅矿分为两个世代：第一世代閃鋅矿（标本 16）为深褐色，伴生矿物为黄銅矿、螢石、石英等。第二世代閃鋅矿为褐色（标本 2），伴生矿物有石英、螢石、方鉛矿等。該矿区地层厚度为 3,000 米。标本 5：該矿床矿体主要产于东—西向向斜的断裂带。周围岩浆岩发育，矿区內出露有片岩及碳酸盐岩。中生代时有中粒花崗岩、輝綠岩、玢岩等侵入。矿体成脉状，产于花崗閃长岩內，沿北北东及北东向断裂带延伸。围岩有矽化、絹云母化、綠泥石化及黄鉄矿化現象。主要組成矿物有黄銅矿、閃鋅矿、方鉛矿、螢石、石英、方解石（少量）、重晶石（少量）等。矿石的主要构造有条带状、角砾状、浸染状、梳状。閃鋅矿矿化阶段晚于黄銅矿—石英阶段，早于螢石—方解石矿化阶段。閃鋅矿主要成黄褐色，閃鋅矿內 FeS 的含量在矿体中呈明显的水平分带，矿体边部为黑褐色閃鋅矿，矿体中部为淡黄色閃鋅矿，边部黑褐色閃鋅矿与黄銅矿呈乳滴状結构。矿区地层厚度为 4,000 米。

（四）标本 15，6，7 号：采自低温热液矿床

标本 15，6 号：矿床位于东—西向背斜的南翼断裂带附近的凹陷区。矿区內出露有白云質灰岩、石灰岩。局部出現砂岩、頁岩、砾岩层。矿区內沒有岩浆岩出露。只在远离矿区的东南部有閃长斑岩、煌斑岩岩脉出露。矿体主要沿构造綫及这些构造綫交叉处延伸。矿体成囊状，产于矽化、白云石化灰岩、条带状灰岩、白云岩內。組成矿物有方鉛矿、閃鋅矿、黄鉄矿、車輪矿、黝銅矿、黄銅矿及白云石、方解石等。矿石主要成角砾状、条带状，閃

鋅矿有两个世代：第一世代閃鋅矿（标本 15）与黃鉄矿、石英及少量黃銅矿共生，成褐色；第二世代閃鋅矿为淡黃色（标本 6），主要成胶状、同心圓状等結构，与方解石、方鉛矿共生。該矿区地层厚度約为 4,000 米。

标本 7：該矿床位于北东向断裂地带，在矿区内出露有寒武-奥陶紀的灰岩，其中夹頁岩、千枚岩等。矿区内沒有出現岩浆岩体。在距矿区 3—4 公里处出現大片花崗岩、正长斑岩、石英斑岩、花崗斑岩等。矿体产于构造断裂的交叉部位。矿物組合以淡黃色閃鋅矿、方鉛矿、重晶石、方解石为主。矿体成囊状产于矽化灰岩及千枚岩与矽化灰岩間的破碎角砾带內。围岩蝕变有矽化、重晶石化、方解石化。矿石的构造主要为胶状、同心圓状。該矿区地层厚度約为 2,000 米。

三、实驗工作的結果和討論

（一）閃鋅矿沉淀溫度的測定及影响其生成溫度的地質因素

ZnS—FeS 系列的实驗結果做为地質溫度計进行閃鋅矿沉淀溫度的測定結果說明閃鋅矿內 FeS 的含量是閃鋅矿沉淀溫度測定的重要依据，但必須考虑到閃鋅矿的矿物共生組合、围岩性質、围岩蝕变、区域地球化学特征、矿液的組成成分、原始矿液富 Fe 或貧 Fe 等重要控制因素。如果仅就 G. 科勒魯特实驗进行閃鋅矿成矿溫度的測定是不够全面的。如在我們的工作中发現一个富鉄的地球化学区內，据矿物共生組合、围岩蝕变与岩浆岩关系等方面应为低溫热液矿床，閃鋅矿是在低溫沉淀，但閃鋅矿为黑褐色，其內 FeS=13% ±。

在我們进行过工作的矿床中，利用 ZnS—FeS 系列及其他控制因素測得各种类型閃鋅

表 2.　閃鋅矿的沉淀溫度

成因类型	标本編号	閃鋅矿种类	FeS%	Zn%	成矿溫度 (C)	校正后溫度 (C)	成矿压力 (atm)	备注*
矽卡岩型矿床（主要产于外接触带）	4	黑色閃鋅矿	23.00	44.80	511.65°	655°	1,000	−
	10	黑褐色閃鋅矿	15.90	43.10	463.34°	510°	1,000	−
	11	褐色閃鋅矿	8.69	—	249.13°	280°	1,000	+
	12	褐色閃鋅矿	7.72	42.00	248.67°	260°	1,000	+
	13	褐色閃鋅矿	5.52	30.40	162.83°	210°	1,000	−
	14	棕黃色閃鋅矿	3.12	64.00	93.40°	140°	1,000	−
高-中溫热液矿床（主要为中溫）	3	黑褐色閃鋅矿	13.31	56	403.25°	500°	2,000	−
	9	褐色閃鋅矿	12.24	48.8	375.6°	450°	2,000	+
	1	黑色閃鋅矿	23.56	—	621.68°	675°	1,000	−
中溫热液矿床	16	黃褐色閃鋅矿	20.81	63	568.365°	625°	1,200	−
	2	淺褐色閃鋅矿	7.74	61	249.29°	252°	1,200	+
	5	黃褐色閃鋅矿	4.63	53.6	138°	220°	1,600	+
低溫热液矿床	15	褐色閃鋅矿	2.68	60.0	79.9°	145°	1,600	+
	6	淡褐色閃鋅矿	1.520	62.0	45.34°	115°	1,600	+
	7	淡黃色閃鋅矿	1.07	—	30.20°	120°	2,000	+
	8	黑色閃鋅矿	2.33	64.0	69.50°	100°	1,000	+

* ＋：表示該类型中的主要的組成矿物；－：表示个別出現的矿物。

矿的沉淀温度为(見图 4、图 5、表 2):

1. 高-中温热液矿床的閃鋅矿内 FeS = 12.24—15.90%，沉淀温度为 400—500℃，颜色为黑褐色。閃鋅矿与黄銅矿、黄鉄矿多呈乳滴状結构，閃鋅矿具有双晶。主要与毒砂、磁黄鉄矿、黄銅矿、黄鉄矿、螢石、石英等矿物伴生。均产于酸性、酸-中性岩浆岩岩株、岩鈡内或其邻近围岩内。围岩蝕变为透閃石化、絹云母化、黑云母化等。代表标本是 1，4，9，10，11，12，13，14。

2. 中温热液矿床的閃鋅矿内 FeS = 4.63—7.74%，沉淀温度为 200—300℃。閃鋅矿主要呈褐色、浅褐色。主要矿物組合为方鉛矿、黄銅矿、黄鉄矿、石英、方解石等。围岩蝕变为矽化、絹云母化、綠泥石化等。代表标本是 2，5，16。

3. 低温热液矿床的閃鋅矿内 FeS = 1.07—1.52%，沉淀温度为 100—200℃。閃鋅矿主要呈淡黄色，多呈胶状結构，矿物組合为方鉛矿、車輪矿、方解石、重晶石、石英等，矿区内未出露岩浆岩。围岩蝕变主要为碳酸盐化、重晶石化、矽化等。代表标本是 6，7，15。

(二) 閃鋅矿的物理性質特征及其控制因素

1. 閃鋅矿的颜色(見表3)是經过对 91 个不同类型鉛鋅矿床 217 块标本的統計結果。FeS 含量高的閃鋅矿其颜色为黑色、黑褐色。但看来颜色深的閃鋅矿其中 FeS 的含量不一定高，因为閃鋅矿颜色的深浅不只是决定于 FeS 的含量，还有賴于閃鋅矿内是否含有

表 3. 閃鋅矿颜色与含鉄量統計表

矿床成因类型	矿床及标本数目	Fe^{++} 的含量 %		
		>10%	3—10%	<3%
		黑色及黑褐色	褐色、紅棕色	黄色、白灰色
高温热液矿床	矿床数目	14	2	0
	标本数目	58	7	0
中温热液矿床	矿床数目	1	5	1
	标本数目	4	28	2
低温热液矿床	矿床数目	1	3	12
	标本数目	10	15	91

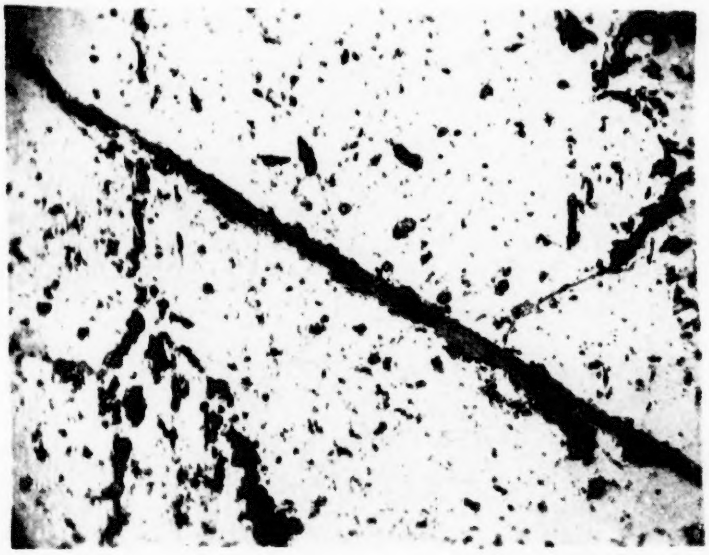
表 4. 閃鋅矿内 FeS 的含量及其物理性質的关系

名 称	标本編号	矿床类型	FeS %	颜 色	条痕色	硬度(摩氏)	比 重*
深黑色閃鋅矿	1	高-中温热液	23.56	深黑色	深褐色	4—4.5	2.300
黑褐色閃鋅矿	3	高-中温热液	13.31	黑褐色	褐 色	4—4.5	3.170
黑褐色閃鋅矿	8	低温热液	2.33	黑褐色	灰 色	3—3.5	3.801
黑色閃鋅矿	4	矽卡岩型	23.00	黑 色	褐 色	3.5—4	2.500
褐色閃鋅矿	12	中温热液	7.74	褐 色	黄 色	3.5—4	3.012
紅褐色閃鋅矿	5	中温热液	4.63	紅褐色	黄 色	3.5—4	3.777
淡褐色閃鋅矿	15	低温热液	2.68	淡褐色	淡黄色	3—3.5	3.9966
淡黄色閃鋅矿	7	低温热液	1.07	淡黄色	白 色	3—3.5	4.307

* 比重用比重瓶测定。

包裹体(如有黄鉄矿、炭質围岩包裹体閃鋅矿顏色就变深),閃鋅矿受风化及其他杂質(Mn、Fe_2O_3, C 等)的影响，顏色也起变化。

純的 ZnS 是白色，閃鋅矿的顏色一般是受 FeS 及其他杂質的影响。閃鋅矿的顏色从高温到低温随着 FeS 含量的減低而从黑色、黑褐色变为黄色、淡黄色。但在富 Fe^{++} 的地球化学地区有例外現象，即低温閃鋅矿内 FeS 的含量亦很高顏色也很深。在含鉄的綠泥

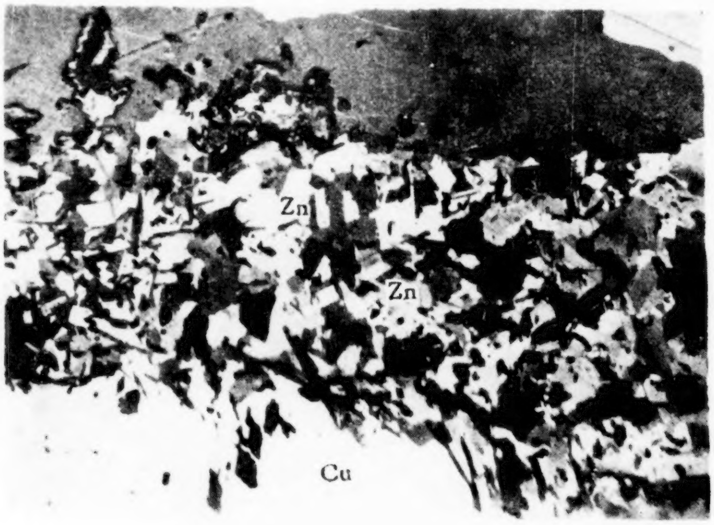


×80

照片 1.　标本 3：高温热液矿床的鉄閃鋅矿与黄銅矿呈固溶体乳浊状結构

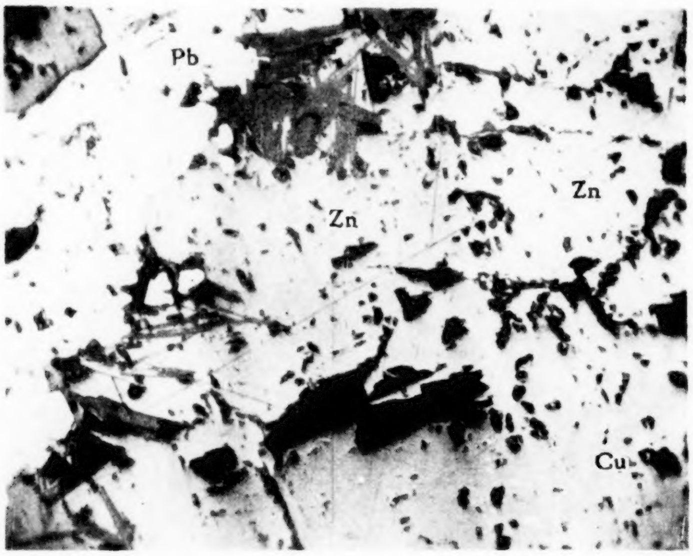
×80

照片 2.　标本 13：中温热液矿床的褐色閃鋅矿(Zn) 加 HNO_3 后的板狀双晶



×8

照片 3. 标本 5：中温-低温热液矿床的黄褐色閃鋅矿，加 HNO_3 的侵蝕結构——細小的板状双晶；Zn——閃鋅矿



×80

照片 4. 标本 6：低温热液矿床的淡褐色閃鋅矿，加 HNO_3 不出現侵蝕結构，手标本成胶体結构；Zn——閃鋅矿，Pb——方鉛矿

石化千枚岩、黑云母片麻岩内，閃鋅矿顏色变深；在白云質灰岩内（特别是远离矿体时）則顏色变浅。在富鉄的矿物組合（磁黄鉄矿、黄銅矿、磁鉄矿等）中閃鋅矿顏色变深。在矿体的边部及矿化深部、内接触带处閃鋅矿的顏色变深。早期矿化阶段的閃鋅矿顏色較深。在岩浆岩及其发育的附近閃鋅矿的顏色变深。在閃鋅矿石的胶状构造内，各种顏色的閃鋅矿成間歇变化，黑褐色閃鋅矿与黄色閃鋅矿相互交替。这都說明閃鋅矿的顏色不只是 FeS

含量的反映，而且与矿体的生成环境有直接关系。閃鋅矿颜色的变化是与矿液在时間、空間上的变化，矿化围岩岩性，矿物組合等特点相統一的。

2. 閃鋅矿的比重（見图 6）：經对不同成因类型的閃鋅矿标本测定結果：FeS 含量高的閃鋅矿其比重小，FeS 含量低的閃鋅矿比重大。这是由于：

（1）当 FeS 在閃鋅矿内的含量增高时，閃鋅矿的晶胞增大（a 值增大），而使閃鋅矿的晶格体积加大，比重減小。

（2）由于 Fe^{++} 的配位数为 6，呈八面体結构（周围需 6 个硫离子），Zn^{++} 的配位数为 4，呈四面体結构。当 FeS 含量增加时，使 ZnS 趋向于八面体結构，而使体积增加，比重減小。

（3）鋅的原子量（$Zn = 65.38$）大于 Fe 的原子量（$Fe = 55.85$），当 FeS 含量增加时，Zn 的含量則減低，比重減小。

（4）在 FeS 含量高的黑色閃鋅矿内鏡下观察发現大量气体包裹体；在 FeS 含量低的閃鋅矿内則多呈胶体結构，气体包裹体很少見到。气体包裹体多的閃鋅矿体积增加，比重

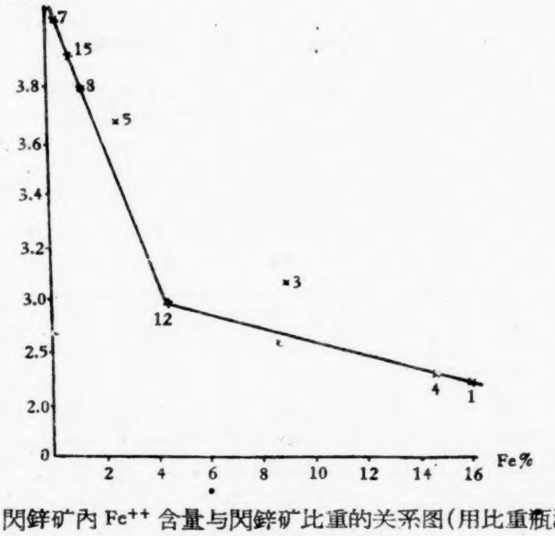


图 6.　閃鋅矿内 Fe^{++} 含量与閃鋅矿比重的关系图（用比重瓶法測定）
图内号碼代表研究标本編号。

減小。

3. 閃鋅矿的硬度：以摩氏硬度計为准測定結果：黑褐色—黑色閃鋅矿硬度大于淡色閃鋅矿。这可能是与 FeS 含量增加，晶格的紧密堆积有关。其原因尙需深入研究。

4. 閃鋅矿及其共生矿物組合的結构、构造（見照片 1，2，3，4）：

在高温黑色-黑褐色閃鋅矿内常見有黄銅矿的乳滴成固溶体結构。这与閃鋅矿-黄銅矿固溶体在 350℃ 以下溶离的实驗結果相一致。在富鉄的地球化学区的鉛鋅矿床内亦見到有閃鋅矿-磁黄鉄矿的固溶体結构，說明 ZnS—FeS 系列在温度減低时，FeS 則解离出来，FeS（磁黄鉄矿）沿閃鋅矿双晶間的裂隙呈有規律的分布。淡色閃鋅矿及紅棕色，黄褐色的閃鋅矿多呈胶状、同心圓状結构及被膜状結构，这都反映了低温热液作用下閃鋅矿是呈胶体状态沉淀的。

表5.　人工与自然閃鋅矿的晶胞大小

FeS 的 含 量 %	人工合成閃鋅矿的晶胞大小 a (Å)		自然界内閃鋅矿晶胞大小 a (Å)
	据 G. Kullerud 测定	据 B. J. Skinner 测定	据作者测定
0	5.3985±0.0001	5.4094±0.0001	5.4080±0.0001
5.5	5.4000±0.0002	5.4109±0.0002	
11.0	5.4018±0.0002	5.4127±0.0002	5.4130±0.0001
16.3	5.4043±0.0002	5.4152±0.0002	5.4173±0.0003
21.7	5.4066±0.0002	5.4175±0.0002	5.4320±0.0003
32.2	5.4109±0.0002	5.4218±0.0002	未 测 定
39.0	5.4134±0.0002	5.4243±0.0002	

表6.　本文研究的不同类型矿床内閃鋅矿的 X 射綫粉晶分析数据及晶胞大小

标本编号	3 号		2 号		13 号		6 号	
成因类型	高溫热液矿床		中溫热液矿床		中溫热液矿床		低溫热液矿床	
颜　色	黑-黑褐色		褐色、紅褐色		紅棕色、淡褐色		黄色、淡黄色	
FeS的含量 (%)	13.31		7.74		5.52		1.52	
沉淀溫度	500℃		252℃		210℃		115℃	
X 射綫粉晶数据	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
	4	3.402	4	3.402	4	3.43	4	3.404
	1	3.31	1	3.31	1	3.33	10	3.08
	10	3.08	10	3.095	10	3.11	1	2.97
	2	2.815	3	2.685	2	3.02	3	2.685
	4	2.108	4	2.095	1	2.94	4	2.102
	10	1.905	10	1.905	2	2.70	10	1.905
	3	1.785	3	1.795	3	2.10	3	1.795
	9	1.626	9	1.625	9	1.91	9	1.625
	1	1.588	2	1.5518	1	1.82	2	1.55
	1	1.5516	1	1.4845	2	1.795	2	1.483
	1	1.363	1	1.363	7	1.625	2	1.36
	3	1.344	3	1.344	1	1.585	3	1.344
	6	1.236	6	1.2355	1	1.560	6	1.237
	1	1.212	2	1.216	1	1.486	2	1.212
	1	1.204	2	1.208	1	1.368	2	1.202
	1	1.1414	1	1.145	3	1.348	2	1.138
	8	1.0995	8	1.1025	1	1.324	8	1.102
	1	1.0498	1	1.052	5	1.236	1	1.095
	7	1.0372	7	1.0395	1	1.216	7	1.037
	2	1.0055	2	1.006	1	1.206	2	1.006
a 值(Å)	5.4320±0.0003		5.4173±0.0003		5.4130±0.0001		5.4080±0.0001	

由上所述，不同成因类型閃鋅矿的物理性質特征是：

高温热液矿床內閃鋅矿的特征：顏色深、比重小、硬度大、固溶体及双晶結构发育、气体包裹体多。

低温热液矿床內閃鋅矿的特征：顏色浅、比重大、硬度小、胶体結构发育、气体包裹体少。

（三）閃鋅矿的晶格常数

G. 科勒魯特首先对人工合成的 ZnS—FeS 系列各相的晶格常数 a_0 做过測定。最近斯肯尼（Skinner, 1959 年）校正了 G. 科勒魯特測定的結果。德永正之曾对自然界閃鋅矿晶格常数也做过測定，但他們都沒有把 FeS 的含量、晶格常数的变化及閃鋅矿的特征結合起来，闡明其間的相互关系。作者仅就某些地区 8 个不同成因类型閃鋅矿的晶格常数的測定結果，做以下討論（参見表 5、表 6、图 7）：

自然界的閃鋅矿的晶格常数有下列特征：

1. 閃鋅矿內 FeS 含量增加其 a 值也随着增大。閃鋅矿的晶格体积增大，因此比重必

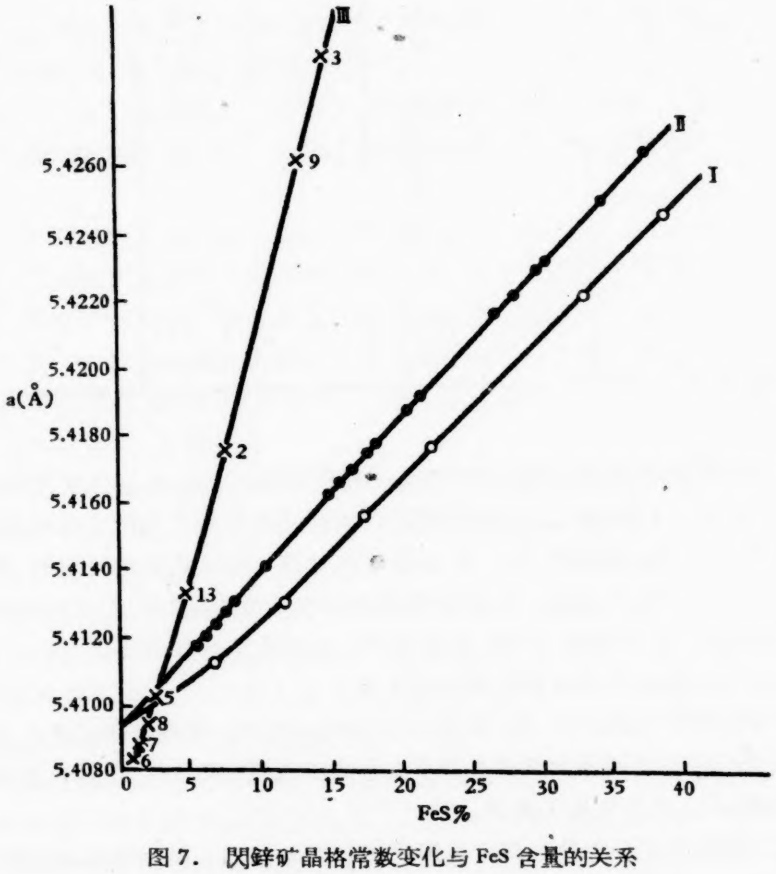


图 7.　閃鋅矿晶格常数变化与 FeS 含量的关系

Ⅰ——G. Kullerud 測定

Ⅱ——B. J. Skinner 測定

Ⅲ——本文作者測定（图內号碼系研究标本編号）

表 7. 本文研究的某些矿床内閃鋅矿的 X 射綫粉晶数据

标本編号	9 号		5 号		8 号		7 号	
矿床类型	高溫热液矿床		中溫热液矿床		低溫热液矿床		低溫热液矿床	
顏 色	黑褐色-黑色		紅褐色-褐色		黃色、黃褐色		淡黃色、黃色	
FeS的含量 (%)	12.24		4.63		2.33		1.07	
沉淀溫度	450℃		220℃		100℃		120℃	
X 射綫粉晶分析数据	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)
	5	3.405	4	3.402	4	3.43	5	3.36
	10	3.085	1	3.29	1	3.306	10	3.08
	1	2.97	10	3.095	10	3.095	2	2.675
	3	2.685	3	2.674	2	2.815	4	2.088
	4	2.102	4	2.095	3	2.1018	9	1.895
	10	1.905	10	1.90	10	1.905	3	1.78
	3	1.759	3	1.79	2	1.79	8	1.615
	9	1.626	9	1.625	9	1.63	1	1.546
	2	1.557	2	1.56	1	1.5535	1	1.477
	1	1.483	2	1.483	1	1.492	1	1.356
	2	1.356	2	1.365	1	1.3675	3	1.342
	3	1.349	3	1.351	3	1.3505	5	1.294
	6	1.239	6	1.2408	6	1.239	2	1.209
	2	1.214	2	1.217	1	1.212	1	1.143
	2	1.208	2	1.209	1	1.2044	8	1.0992
	2	1.145	2	1.148	1	1.1415	1	1.049
	8	1.1025	8	1.1025	8	1.1025	7	1.038
	1	1.053	1	1.0515	1	1.0537	2	1.0055
	7	1.04	7	1.0408	7	1.0395		
	2	1.007	2	1.0065	1	1.0065		

然減小。

2. FeS 在自然界閃鋅矿內的含量是有限的，一般在 20% 以下，人工合成閃鋅矿中 FeS 的含量可在 30% 以上。a 值在人工合成閃鋅矿內較自然界閃鋅矿內的变化連續。

3. 在自然界各种类型的閃鋅矿內，FeS 含量与其对应 a 值变化成直綫坐标，說明閃鋅矿 a 值是閃鋅矿內 FeS 含量的函数。該直綫的斜度比人工合成閃鋅矿对应直綫的斜度要大，这表明 FeS 在閃鋅矿內的含量与其对应 a 值的变化比人工合成的要大，同一 FeS 含量在人工合成閃鋅矿內 a 值小于自然界閃鋅矿的 a 值。

4. 在自然界各种类型閃鋅矿中 FeS 含量与其对应 a 值变化的控制因素比人工合成閃鋅矿 FeS 及 a 值的变化的控制因素更复杂得多。除成矿溫度、压力外，还需考虑到区域地球化学特征、矿物組合及围岩性質等因素。

5. 对自然界閃鋅矿中 FeS 含量的測定必須采用新鮮的标本。稍微氧化的标本（FeS 变成 Fe_2O_3）都会引起实驗結果的誤差。

四、对各种类型閃鋅矿成矿溶液性質的討論

高温黑褐色閃鋅矿主要与石英、萤石共生，并伴随有黄銅矿、黑鎢矿、錫石。中温紅褐色、紅棕色閃鋅矿主要与石英共生，伴随有黄銅矿。 低温淡黄色、黄色閃鋅矿主要与重晶石共生，部分伴随有方解石、菱鉄矿。 这説明各种类型閃鋅矿沉淀时的溶液性質从高温、中温到低温，从酸性到弱碱性，最后到低温溶液变为酸性。

閃鋅矿沉淀时成矿溶液中 $O^{=}$，$S^{=}$，Fe^{++} 离子浓度的变化直接影响閃鋅矿标型特征的变化。 当温度較高、有大量 Fe^{++} 及 $S^{=}$ 存在时，便有黄銅矿-閃鋅矿固溶体出現；而当温度、$S^{=}$ 浓度減低时，便形成磁黄鉄矿-閃鋅矿固溶体。温度再降低当 $S^{=}$ 浓度增高时，磁黄鉄矿-閃鋅矿固溶体便破坏，出現大量的黄鉄矿。从高温到低温閃鋅矿顏色变淡。

从閃鋅矿的結构、构造上看，高温沉淀时主要为固体溶液，低温沉淀时成矿溶液主要为胶体。 但閃鋅矿沉淀时成矿溶液的 pH 值变化、成矿溶液的状态、各种离子浓度的变化还需进一步进行工作。

五、各种类型閃鋅矿的特征及其在时間、空間上的变化

1. 矿体的不同部位：矿体边部为黑色閃鋅矿，中部为黄色閃鋅矿，同矿体的上部为淡黄色閃鋅矿，矿体下部为深褐色閃鋅矿。

2. 矽卡岩型銅矿床 500 米以下主要为磁黄鉄矿-黄銅矿-鉄閃鋅矿矿体，同时为早期高温阶段形成的矿体。 500 米以上漸轉为方鉛矿-黄褐色閃鋅矿，为晚期低温阶段形成的矿体。

3. 不同成因类型和成矿阶段的閃鋅矿特征的变化：

高温热液矿床和同一成因类型的早期成矿阶段閃鋅矿的顏色主要为深色。 中-低温及低温热液矿床和同一成因类型的晚期成矿阶段閃鋅矿主要为淡黄色。

在同一成矿阶段内，早期沉淀的(在中部)主要为黑色-黑褐色閃鋅矿；分布在脉的边部的晚期沉淀的閃鋅矿顏色变浅。因此，在矿体内可以看到中部主要为黑色-黑褐色，边部主要为淡黄色-黄色。

在具同心圓胶体构造的閃鋅矿的各圓环内顏色都成間歇交替变化：从黑褐色到黄色，再从黄色到黑褐色。这是由于 Fe^{++} 离子浓度和成矿温度的降低成間歇性变化造成的。

4. 各种类型閃鋅矿在不同金属-构造-岩相带内的分布規律：

閃鋅矿在不同构造-岩相带内的分布有以下規律(見图 8)：

(1) 隆起区——主要为前震旦紀片麻岩、片岩出露处，長期經受侵蝕后，在燕山期有小型花崗岩类侵入。 在这些侵入体及其附近主要发育有高温热液的銅鎳矿床及銅鋅矿床，主要分布有黑色-黑褐色閃鋅矿。

(2) 过渡区：在隆起区与凹陷区的接触带上发育有北北东向断裂，沿断裂有多次侵入的、多种类型的花崗岩、花崗閃長岩、二長岩、石英斑岩、輝綠岩、玢岩、煌斑岩等小型侵入体。在酸-中性岩浆岩附近主要发育有銅鉄、銅鉛鋅矽卡岩型矿床。 在近岩浆岩处，内接触带发育銅鉄矿床，其中的閃鋅矿，主要为黑褐色-黑色。 黄銅矿-閃鋅矿呈固溶体結构。远离岩浆岩处主要发育有銅-鉛-鋅矿床，其中閃鋅矿主要为黄褐色-褐色。

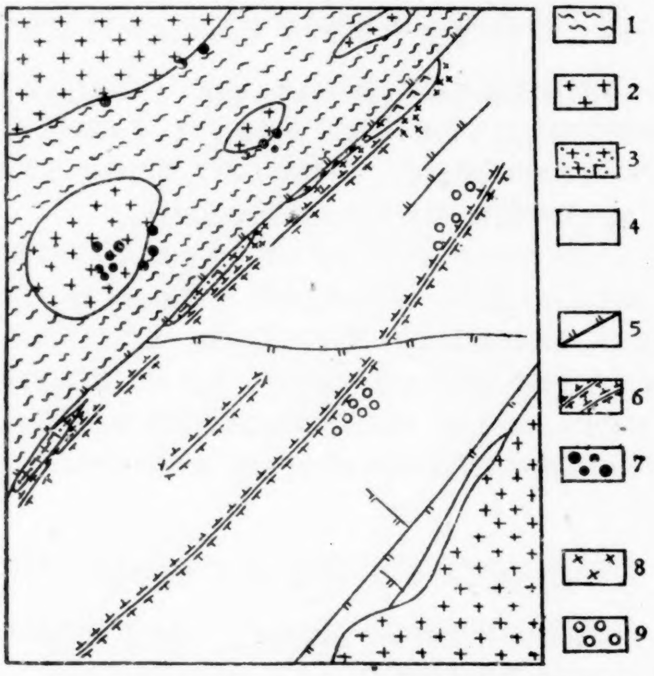


图 8. 不同类型閃鋅矿在不同构造-岩相带內的分布图

1.太古界的片麻岩 2.花崗岩类 3.花崗閃长岩 4.寒武-奧陶紀的石灰岩、白云質灰岩 5.断裂 6.褶皺 7.高温-中温的銅矿床(內含黑色閃鋅矿) 8.矽卡岩型多金属矿床(內含黑褐色閃鋅矿) 9.低温热液鉛-鋅矿床黃色閃鋅矿。

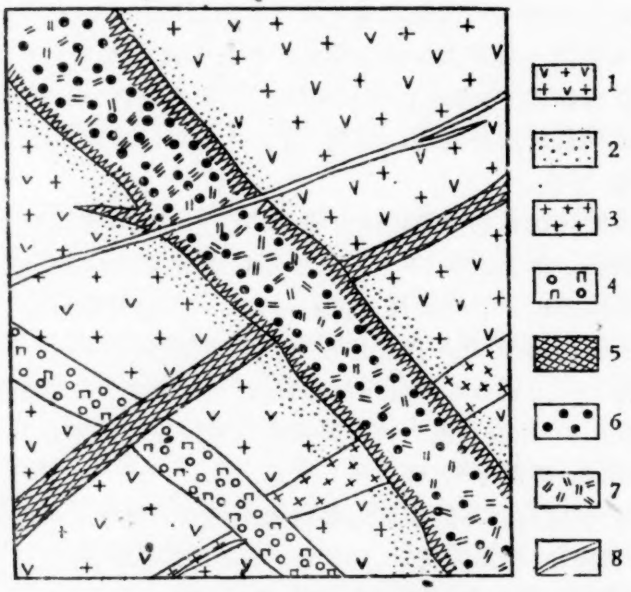


图 9. 多金属矿床頂板素描图

1.花崗閃长岩 2.綠泥石化 3.細晶岩 4.石英斑岩 5.黑色閃鋅矿 6.黃色閃鋅矿 7.方鉛矿石英脉 8.方解石脉

表 8. 热液成因的各种閃鋅矿的标型特征及其生成环境的相互关系

成因类型	閃鋅矿名称	晶格特征 Å	組成成分		物理性質				生成物理-化学条件		其他特征		矿床类型	分析标本数目
			FeS含量 %	Zn含量 %	颜色	条痕色	硬度	比重	温度	压力	矿物共生組合	結构、构造特点		
高温热液矿床	黑色閃鋅矿	5.4320±0.0003	10—20	40—50	黑褐色-黑色	深褐色	4—4.5	2.3—3.1	300—500℃	(結合矿区实际情况而变化) 1,000 atm	磁黃鉄矿、黃銅矿、黃鉄矿、螢石、石英、錫石	固溶体結构，巨大双晶(黃銅矿与閃鋅矿成固溶体結构)。黃銅矿-閃鋅矿固溶体的解离温度为 350°—650℃	高温热液矿床、黃鉄矿型銅矿、矽卡岩型鉛鋅銅矿床；錫石-硫化物类型矿床、磁黃鉄矿-黃銅矿-閃鋅矿类型矿床	215 块标本
中温热液矿床	褐色閃鋅矿	5.4173±0.0003	3—10	50—60	紅褐色-褐色	黃色	3.5—4	3.0—3.7	200—300℃	1,200—1,600 atm	石英、黃鉄矿、黃銅矿及少量方鉛矿	部分成固溶体結构(磁黃鉄矿与閃鋅矿)	方鉛矿-閃鋅矿建造的矿床	200 块标本
低温热液矿床	黃色閃鋅矿	5.4130±6.0001	1—3	60—70	淡黃-黃色	白色-淡黃色	3—3.5	3.9—4.3	100—200℃	1,000—2,000 atm	方鉛矿、重晶石、方解石(辰砂、輝銻矿)	胶状結构、破膜状、同心圆状結构	方鉛矿-閃鋅矿建造的层状矿床	250 块标本

(3) 凹陷区:在奥陶紀时,本地区长期下沉,沉积有3,000米左右的碳酸盐岩层。沒有大片岩浆岩的出露,只有零星的酸-中性岩脉分布。沿背斜傾沒及軸部断裂处发育有低温热液鉛鋅矿床。閃鋅矿主要为淡黄色及黄色。

5. 不同时代岩层的不同岩相内閃鋅矿特征的变化:

前震旦紀的千枚岩与白云質石灰岩、白云岩互层带中的閃鋅矿主要为黑色及黑褐色,特别是在含黄鉄矿的千枚岩夹层中的鉛鋅矿矿体内的閃鋅矿大部分都是深褐色到黑色。这是由于围岩内鉄質的混染使成矿溶液富鉄而形成的。

寒武紀、奥陶紀的貧黄鉄矿的晶質灰岩、石灰岩、白云質灰岩内产出的鉛鋅矿体中閃鋅矿颜色主要为浅褐色、淡黄色。

由上所述,閃鋅矿在不同类型、不同矿体、不同成矿期、不同成矿阶段、不同构造-岩相带等空間和时間上的变化特征是一致的,即早期沉淀的閃鋅矿的顏色較晚期的为深,图10中互相穿插的矿体内黑色和黄色閃鋅矿的分布情况可以說明这一点。

因此,可根据閃鋅矿的性質特征将其分为三类,即黑色閃鋅矿、褐色閃鋅矿和黄色閃鋅矿,分别标示高、中、低温三种类型閃鋅矿。

結 束 語

从对閃鋅矿的沉淀温度、标型特征、晶格常数的相互关系的討論,說明了矿物的内部构造、物質成分及物理性質、生成环境四者的相互依存关系。只有将四者紧密結合起来探討矿物的成因,才較为正确。

閃鋅矿标型特征在矿化时間和空間上都表現有明显的規律性。利用这些标型特征有利于探索鉛鋅矿化在时間和空間上的分布規律。

閃鋅矿的标型特征反映了成矿溶液性質、成矿温度、成矿时各种离子浓度(特别是 Fe)的变化。深入細致地探討它在不同成矿期、不同成矿阶段以及不同世代的变化,将有利于查明成矿作用的物理化学条件。

有关閃鋅矿的沉淀温度和标型特征,特别是以閃鋅矿及其共生脉石矿物内气体包裹体测定閃鋅矿的沉淀温度,利用吸收光譜研究各种顏色的閃鋅矿吸收光譜曲綫变化(与其物質成分的变化)等,尚需深入进行工作。

本文蒙彭琪瑞先生的指导,X光粉晶照象工作得到西門露露和項泰昌同志的帮助,在此深切致謝。

参 考 文 献

[1] Ферсман А. Е. Цвета минералов. Изд. АН СССР, 1926.
[2] Щербина В. В. Геохимия. М.-Л. Изд. АН СССР, 1939.
[3] Verne C. Fryklund, Jr. and Janet D. Fletcher. Geochemistry of sphalerite from the star mine, coeur D'alene district, Idaho. Econ. Geol. Vol. 51, 1956.
[4] Bigonard H., Rering O. H. An investigation of sphalerite. Geol. Fören. i. stokh Förk. B. 80, H. 3, 1958.
[5] 德永正之:中竜矿山,中山矿床にすけるスカルニの累帯配列と閃亚鉛矿の产状、性質。矿山地質第9卷,第36号, 1959。
[6] Brian J. Skinner, Paul B. Barton, Jr. and Gunnar Kullerud. Effect of FeS on the unit cell Edge of Sphalerite. A revision. Econ. Geol., Vol. 54, №. 6, 1959.

[7] Прощенко Е. Г., Слиэко М. М. Красная цинковая обманка Мангазейского месторождения. Минер. сб. № 12, Изд. льв. университета, 1958.
[8] Ясинская А. А. О зависимости главнейших физических свойств цинковых обманок от химического состава. Минер. сб. № 5, 1951.
[9] Kullerud, G., Padget, P., Vokes, F. M. The temperature of deposition of sphalerite-bearing ores in the caledonides of northern. Norway Norsk Geologisk Tidsskrift. Kristiania. Vol. 35, 1955.
[10] Edwards, A. B. Textures of the ore minerals and their significance.
[11] Sturges, W. Bailey and Evgene N. Cameron. Temperatures of mineral formation in bottom-run lead-zinc deposits of the upper Mississippi Valley, as indicated by liquid inclusions. Econ. Geol., Vol. 46.
[12] Liquid inclusions in halite as a guide to geologic thermometry. The Amer. Mineral, Vol. 34, 1949.
[13] Minor elements in sphalerites from Belgium. Econ. Geol., Vol. 40, 1945.
[14] Генкин, А. Д. О статье Г. Бизуар и Х. Рерииг «Исследование сфалерита», Геология рудных месторождений, № 2, 1959.
[15] Ясинская, А. А. Об окраске цинковой обманки. Минер. сб., № 9. Изд. львов. о-ва, 1955.
[16] Application of the sphalerite Geothermometer to some Northern New Brun wick sulfide deposites. David Benson. Econ. Geol., Vol. 55, №. 4, 1960.

ON THE RELATION BETWEEN THE PHYSICO-CHEMICAL CHARACTER AND TEMPERATURE OF FORMATION OF CERTAIN SPHALERITE DEPOSITS IN EASTERN LIAO-NING

By Yang Hsiang-shih

(Resume)

The author has studied the various types of sphalerite in E. Liao-ning, trying to determine this mineral association, chemical composition, texture and structure, temperature of formation, X-ray and orther properties. The temperature of formation of sphalerite is determined according to G. Kullerud's method.

The results of laboratory study indicated that it is not enough to use only the G. Kullerud's method of iron content in sphalerite as well to consider the paragenesis, physical properties, hydrothermal alleration of wall rocks, and orther characteristics of areal geochemistry.

The writer has discussed in detail the variation of the lattice parameter of sphalerite and made some revision on the lattice parameter given by G. Kullerud. There are four characteristics as shown in the following:

(1) The content of FeS in sphalerite is proportionally related to the variation of a value, which is more distinct in natural sphalerite than in artificial sphalerite;

(2) There is a negligible quantity no more than 20% FeS in natural sphalerite;

(3) The content of FeS in natural sphalerite is more varied and more dependent on environmental conditions than that of artificial sphalerite;

(4) The variation of FeS content in sphalerite is not uniform as compared with that of artificial sphalerite.

Basing on the chemical composition (chiefly the content of FeS), physical property, lattice parameter and environments of mineral deposition, the author classified three genetic types of sphalerite with thier chief characteristics as shown in the table.

GENETIC TYPE OF SPHALERITE

Genetic type	Name of sphalerite	Lattice parameter Å	Composition		Physical property				Temperatures of formation	Mineral association	Texture & structure	Type of occurrence	Specimen number
			FeS %	Zn %	Colour	Streak	Hardness	Gravity					
Hydrothermal deposits	Black sphalerite	5.4320± 0.0003	10—20	40—50	Black-brown-black	Brown	4—4.5	2.3—3.1	300—500℃	Pyrrhotite Chalcopyrite Pyrite Cassiterite Fluorite Quartz Magnete	Solid-solution texture	Hydrothermal deposits Hydrothermal-mesothermal deposits	215
Mesothermal deposits	**Brown** sphalerite	5.4173± 0.0003	3—10	50—60	Red-brown-brown	Yellow	3.5—4	3.0—3.7	200—300℃	Pyrite Chalcopyrite Galena Quartz	Solid-solution texture Colloidal texture	Mesothermal deposits Hydrothermal-mesothermal deposits	200
Epithermal deposits	**Yellow** sphalerite	5.4130± 0.0001	1—3	60—70	Yellow	White-yellow	3—3.5	3.9—4.3	100—200℃	Galena Barite Calcite Stibnite Arsenopyrite	Colloidal texture	Epithermal deposits. Mesothermal-epithermal deposits	250

第41卷 第1期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

論变質作用在鞍山式鉄矿床富矿形成上的意义

关 广 岳

鞍山式鉄矿床及其中富矿体的形成过程，很早就引起許多地質学者的重視，有关这方面的論文不胜枚举。显然，这个問題的解决，有助于进一步探索矿床賦存規律、明确找矿方向及对矿床作出正确的評价。

由于鞍山式鉄矿床在世界各地分布极广，很多著名的大型鉄矿均属此类型。除我国鞍山、本溪地区以外，苏联克里沃罗格、庫尔斯克磁变区，朝鮮茂山地区，美国上湖地区，巴西米那司-吉拉司地区，印度維哈尔及奥里薩地区均属之。据估計，从鞍山式鉄矿床中开采出来的矿石占世界总开采量的 30—35%[1]。儲量百分比尤为惊人。

所謂鞍山式鉄矿床，一般是指那些产于前寒武紀（前震旦紀）变質岩系中的"含鉄石英岩"及其中的富矿体而言。在这篇論文中将不涉及含鉄石英岩（即所謂貧矿），而只論述其中富矿体形成过程中的几个主要問題。

有关富矿，尤其是磁鉄富矿的成因，不少地質工作者基本上同意程裕淇的意見[2,3]。程裕淇認为"其矿区的主要磁鉄富矿……，主要是大地槽內含鉄沉积层在密挤褶皺末期的走向逆断层生成后不久、区域变質作用还未完全終止的时候，受到含鉄高温热液（及热气?）发生去矽和沉淀鉄質的交代作用的結果。……由于本区前震旦紀变質岩大部受了与区域变質作用有密切关系的一次花崗岩化作用的不同程度的影响，热液很可能和这种作用的晚期活动有关系。"其他学者如罗耀星[3]、李鴻业等均持类似的看法，只不过罗耀星認为大部富矿的生成与震旦紀后的花崗岩有关。以上的說法，我們可以簡称为岩浆（花崗岩浆）热液富化說。

本文作者于 1956 年在东北一个矿区地表及坑內进行地質观察时，曾对岩浆热液富化的假說发生怀疑，認为絕非单純岩浆热液交代的結果，应当足够地考慮到区域变質过程在富化中的主导作用。但当时对这一問題的接触只不过刚刚开始，这个怀疑也仅仅是直觉的。通过室內研究及参考有关文献[4]以后，作者更加肯定了这个想法，乃于 1957 年初在"鞍山式鉄矿研究会"上正式提出"变質热液富化說"的假說[5]。作者認为在区域变質过程中从围岩（包括含鉄石英岩在內）挤压出来大量富含鉄質的变質水，与因花崗岩化作用而产生的岩浆水（热液）汇合在一起，沿走向逆断层与含鉄石英岩交代而造成富矿体，其中变質水的作用是主导的。

这个說法稍后曾引起一些同志的爭論，李树勛指出："热液的来源并不单純来自花崗岩浆，同时应有变質水的加入这一点是正确的，"但又強調"岩浆水的参加是具有决定性的意义"。显然，在这里他虽然考虑到变質水的作用，但沒有給予应有的評价，而称富矿的形

成主要是由于岩浆热液的作用。

事实上，早于1941年苏联学者 П. М. 卡尼波洛茨基[6]就曾在研究克里沃罗格鉄矿的基础上，首先提出富矿乃由变质作用生成的假說。这个学說以后得到 В. С. 多馬列夫[7,8]的支持，但仍未得到多数地質学者的贊同。曾来我国訪問的苏联烏克兰科学院 Я. Н. 别列夫采夫也提出了类似的看法[9]。

作者又有机会到現場进行观察，对鞍山式鉄矿床的后期变化（主要是花崗岩化作用）及其中富矿体的形成原因有了进一步的認識和体会。作者在本文中将着重討論变質作用对磁鉄富矿形成的巨大意义的問題，并初步討論含鉄石英岩的花崗岩化作用問題。由于个人业务水平及所研究的范围不广，仅提出一些商榷性的意見。

一、鞍山式磁鉄富矿的特征及所謂"热液蝕变岩石"

磁鉄富矿体生在含鉄石英岩中，周围有所謂热液蝕变岩存在，有时也直接与貧矿接触。矿石主要为致密块状，矿体呈扁豆状或脉状，亦有呈浸染状者。富矿体的产状一般与围岩片理方向一致，并且受褶曲构造的控制。

矿石中主要金属矿物为磁鉄矿（部分因表生作用而变为假象赤鉄矿），此外可以見到黄鉄矿、黄銅矿、磁黄鉄矿等硫化矿物；非金属矿物中常見石英、石榴石、角閃石族矿物（鎂鉄閃石、阳起石等）、綠泥石、方解石等。其中部分呈脉状的石英和方解石，以及其中或与之有关的硫化金属矿物的生成时期，明显晚于磁鉄矿的生成时期外，其他矿物与磁鉄矿近于同时生成。据郑宝鼎的意見，这些矿物的生成可分为以下几个阶段：

1. 成矿前热液阶段：
   1）鎂鉄閃石—石榴石阶段，
   2）綠泥石阶段；
2. 成矿期——磁鉄矿阶段；
3. 成矿后的矿化阶段（包括硫化金属矿物、碳酸盐矿物、石英脉及部分綠泥石）。

郑宝鼎認为石榴石、鎂鉄閃石（鉄閃石）、綠泥石、石英等多成磁鉄矿中的殘余包裹体，为磁鉄矿所交代，因而将这些矿物归属于成矿前热液阶段；进一步闡述磁鉄富矿体与蝕变岩石（即上述矿物所成之岩石）有着空間位置的关系，而无成因联系。

事实上，在石榴石、鎂鉄閃石、綠泥石中亦发現有相当大量的磁鉄矿晶粒存在的現象，所以，不应当将这些矿物与磁鉄矿生成时期分开。它們容或有早晚，但应属同一时期的产物；也就是同一成矿过程的产物。决不只是有空間上的联系，而且有着密切的成因上的联系。

这些矿物（石榴石、綠泥石、鎂鉄閃石等）所成之岩石，习慣上被称为所謂"热液蝕变岩石"[2]，也是磁鉄富矿为岩浆热液作用而生成的主要根据之一。因此，有必要对这种岩石簡要叙述一下。

石榴石为鉄鋁石榴石，鎂鉄閃石为富鉄的变种，其光性为：Ng = 1.676, Nm = 1.674, Np = 1.656, $Z\Lambda c = 10° - 14.5°$，（1）2V = 80°±，有聚片双晶。

綠泥石为磁鉄矿最常見的伴生矿物、种类繁多、生成时期亦各异。一部分为与石榴石、

鎂鉄閃石、磁鉄矿等同时生成者，主要为鉄鎂質綠泥石，亦有近于鎂質綠泥石者。属于鉄鎂質綠泥石主要为鉄綠泥石（рипидолиты），其中某矿区磁鉄富矿附近的綠泥片岩中的綠泥石（Kl-037）、含磁鉄矿晶体的綠泥片岩中的綠泥石（Kl-061）以及所謂热液蝕变岩中之綠泥石（Kl-092）等屬之。其光性鑑定見表1。

人們对此种綠泥石也进行了热分析，发現在600°—635°之間和720°—750°之間有两次吸热效应，850°—860°之間有一次放热效应，其中Kl-037的第二个吸热效应不明显，可能由于杂質混入所致（見图1）。

表1　各种綠泥石的光学性質

标本号	綠泥石	多色性	延长性	2V	Nm'	干涉色	比重
Kl-037	鉄綠泥石	綠—黃綠	+	−	1.614	异常蓝	2.75
Kl-092	,,	綠—灰綠	−	+	1.610	馬林紫	2.8
Kl-095	蠕綠泥石	灰綠—灰黃綠	−	+	1.589	深　綠	2.8
Kl-081	鱗綠泥石	綠—黃綠	+	−	1.650	异常蓝	3.0

鎂質綠泥石則較少見，在一个矿区的通洞−60米水平之綠泥岩中曾发見蠕綠泥片石（Kl-095）其光性見表1所示。据热分析結果，其吸热谷为660°±，第二次不明显，在780°±曲綫有变化，可能为第二次吸热效应。在850°时有放热峯存在（图1）。此种綠泥石，无論就光学性質和热分析結果来看，与上述鉄綠泥石相似，当为富含鉄質之变种。

对另一些矿床中磁鉄富矿周围之綠泥石矿物未作进一步鑑定。据前人資料，应当为鱗綠泥石。

除上述各种綠泥石外，还有由石榴石、鎂鉄閃石、黑云母等經綠泥石化作用而产生的次生綠泥石矿物，以及呈脉状貫入的綠泥石当为較晚期产物。經过研究，石榴石边緣及其裂縫中的綠泥石为鱗綠泥石（鉄質綠泥石），其光性見表1（Kl-081）所示。从热分析图譜中可以見到吸热效应在595°±，第二次吸热效应不存在，而放热效应則在870°±。当加热到1100°时又形成一次吸热谷，这可能与矿物中含有云母的殘余物有关（图1）。根据这些特征，此鱗綠泥石当为富含鎂質的变种。

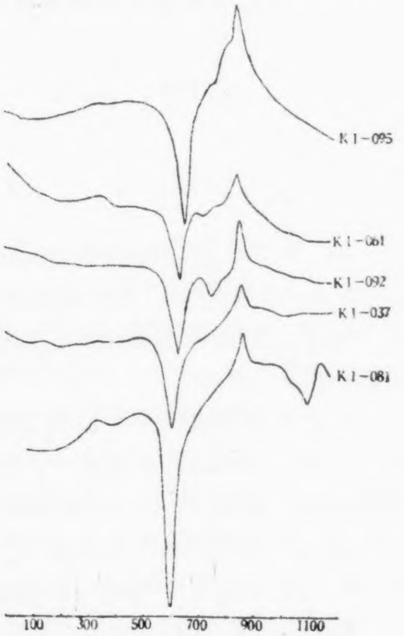


图1　綠泥石的差热曲綫图解
Kl-095：蠕綠泥石（綠泥片岩）；Kl-061：鉄綠泥石（綠泥片岩）；Kl-092：鉄綠泥石（热液蝕变岩）；Kl-037：鉄綠泥石（綠泥片岩）；Kl-081：鱗綠泥石（热液蝕变岩）。

上述所謂"热液蝕变岩石"中的主要矿物，实际上为典型的区域变質矿物，属格魯宾曼之浅变带至中变带。这些矿物的相互关系說明其物理化学系統是处于外界环境迅速变化过程中，外界环境的改变远比系統內部分子为了适应新的条件而进行調整的速度为快，因而系統經常处于不平衡状态中。影响这个系統的因素中，温度的变化比压力的变化更为

重要。正因为如此，就不可能将这种岩石固定为一个变質相。最初的氧化鉄在氧不足的条件下而形成部分氧化亚鉄組分，于是由赤鉄矿而轉变为磁鉄矿（自然这离不开增温条件）。在这个轉变过程中，如果有碱質或氧化鋁存在的話，可以增高 Fe_2O_3 和 FeO 与 SiO_2 的亲合力，而可能形成綠泥石、角閃石、石榴石及黑云母。但由于溶液中碱質（K_2O, Na_2O）含量有限；因此，黑云母在数量上及广度上远逊于綠泥石。鉄閃石的形成当为 FeO 与 SiO_2 作用所致。但由于 FeO 和 Fe_2O_3 的亲合力超过 FeO 对 SiO_2 的亲合力，因此，就数量而言，磁鉄矿远較鉄閃石为多，并且石英有可能成为自由状态存在了。当温度进一步增高时，可以促使鉄質綠泥石分解，形成石榴石和鎂鉄閃石；当有鉀質存在时，还可以生成黑云母。

从以上分析結果来看，矿物的共生系統最初是处于增温条件，进行着进化变質作用，矿物相的变化为：綠泥石→黑云母→鎂鉄閃石→鉄鋁石榴石；随后受降温条件的控制，发生了退化变質作用，而开始逆向反应的过程，即所謂广泛发育的綠泥石化作用。系統的某种变化除温、压的影响外，溶液的浓度、性質等也是极其重要的因素。作者認为，这些典型的变質产物不应当認为是岩浆热液作用的結果。此外，在某地区的含鉄石英岩中也发現有鉄閃石放射状晶体，这明显是区域变質产物，絕非热液蝕变而成者。因此，在区域变質过程中，从围岩中挤压出来的变質水与含鉄石英岩相互交代作用，乃是这些矿物形成的主要原因。

由于对这些矿物共生組合的研究，使我們对目前众所公認的鞍山式鉄矿床中富矿体的生成与花崗岩浆热液的作用有关这点发生怀疑，尤其对始終控制成矿过程的变質作用在过去沒有給予应有的評价这点也感到有重新考虑的必要。因此，应当着重探討一下区域变質作用对磁鉄富矿生成过程的影响。

二、变質作用——鞍山式鉄矿床富矿体生成的决定性因素

据 Н. П. 謝明年科[10] 等的意見，变質作用取决于平衡的破坏，这种破坏現象与温度、压力的改变有关，与在变質溶剂和固体岩石相互作用时的組分浓度的变化有关。他認为变質溶剂并非是孤立的純岩浆产物，它們也是从变質岩石本身分泌出来的变質产物。

虽然我們在談到变質过程中也会承認有变質水存在，也就是在区域变質过程中由于重結晶和脫水作用而从围岩中排挤出来的变質水溶液是存在的，但对这种水溶液在成矿过程中的作用估計不足，很习惯地用岩浆热液的作用来解释各种变質产物。

岩石中結合水的含量很高，尤其是作为变質作用主要对象之一的沉积岩中水分更高。А. И. 戈尔曼諾夫[11] 綜合了一些岩石中的水飽和度的資料，列入表 2 中。

从表 2 可以看出結晶片岩中每立方米平均含有水溶液仅 12 升。根据現有資料，某地矿区矿石的孔隙度測定結果，平均为 1.1%，最高为 4.58%，最低为 0.42%，“蝕变岩石”孔隙度平均为 1.8%，某些围岩(片岩)平均为 1.4%。因此，在成岩过程及区域变質过程中，岩石中所含有的大量水溶液必定会被挤压出来，从而加強岩石中物質迁移和变化的过程，也必然要影响到成矿过程。

表 2　沒有构造及表生作用成因的显裂縫存在的岩石中水飽和度

岩　　石	平均孔隙度 (%)	1 立方米岩石中水溶液含量(升)
緻密花崗岩 緻密片麻岩 緻密結晶片岩	1.2	12.0
緻密石英岩	0.8	8.0
砂岩	11.99	119.9
石灰岩、白云岩	7.2	72.0
火山凝灰岩	—	可达 600.0
碧石土	35.27	352.7
粘土	36.0	360.0
石英砂	33.0	330.0

李树勛認为所謂蝕变岩石中有角閃石、黑云母等含有碱质的矿物存在，而碱质导源于花崗岩浆，因而引起富矿生成和蝕变矿物的产生都是由于花崗岩浆分泌出来的热液作用的結果。誠然，花崗岩浆可以带来大量碱质組分，但如果和"热液蝕变岩石"中的 K_2O 和 Na_2O 的含量对比的話，就会发现它們在碱質組分含量对比上显得极不相称(表 3)。

表 3　某些"蝕变岩石"的化学分析(%)(据郑宝鼎)

岩 石 名 称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	烧失量	P_2O_5
1. 鎂鉄閃石榴岩	39.00	0.60	17.30	16.87	23.30	3.64	痕	0.00	0.00	5.27	0.018
2. 綠泥石化鎂鉄閃石榴岩	36.72	0.18	18.85	12.01	26.90	3.49	痕	0.00	0.00	1.11	0.005
3. 石榴綠泥岩	37.53	0.15	15.00		22.60	6.35	0.80	0.03	0.00	5.47	0.009
4. 石英綠泥岩	55.28	0.51	10.70		16.40	8.61	0.12	0.00	2.43	4.76	0.002

由上表可見，造成富矿及其蝕变岩石的热液并沒有带来那么多的碱質組分足够形成大量碱性矿物。但是由于变質水在通过周围岩石向挤压带集中的时候，或多或少地会溶解围岩中的部分碱質組分，而与含鉄石英岩交代过程中形成为量不多的云母类矿物就不是什么奇怪的事情了。鞍山式鉄矿床中磁鉄富矿附近岩石的这种矿物共生現象，正是促使我們怀疑岩浆热液作用是否象过去設想的那么巨大的主要因素之一。

这里可能会产生一个問題，就是水溶液既然沒有带来很多碱質組分，又如何能与石英交代或淋滤掉部分氧化矽呢？結合前面所作的分析，我們感到必須重視氧化鋁組分在成矿过程中的作用。正如以前談到的那样，氧化鋁的存在可以增加鉄質对氧化矽的化学活泼性，而有利于形成綠泥石类矿物。以后随着变質程度的加深，綠泥石就可以变换为石榴石及鎂鉄閃石，綠泥石中的 Al_2O_3 就可能集中在石榴石中，而其中所含的微量碱質組分及相当数量的鎂質組分就用来形成鎂鉄閃石。由于变質水溶液从围岩中还可以带来一些碱質組分，就有可能形成一些云母类矿物了。因此，在鞍山式鉄矿床中富矿体周围的新生成矿物里面，缺少碱性矿物这个事实，是判断溶液为变質作用生成的一个有力証据。

虽然对矿床中各种片岩(尤其是角閃岩系)的原始成因还有爭論，但一般趋向于沉积作用的产物。据克拉克(1924)計算沉积岩的平均組成中，粘土質岩石 Na_2O 的含量达 1.30%，K_2O 达 3.24%；砂質岩石中 Na_2O 达 0.45%，K_2O 达 1.31%；所有沉积岩平均

含 Na_2O 达1.13%，K_2O 达2.86%。由此可見，变質水中含有一定数量碱質組分是非常可能的，但为量絕对不会很多。斜长角閃岩，据化学分析結果，Na_2O 为1.39%，K_2O 为1.12%，乃与沉积岩的平均組成对比，含量是差不多的，而 K_2O 甚至減少很多。这点可能与变質水的碱質組分中鉀量高于鈉量有关，因而形成了黑云母，而很少看到含鈉較高的矿物存在。

另一方面，我們認为对弱碱性溶液对氧化矽的溶解作用不宜作过高的估計。据K. B. 克劳斯考普夫[12]的意見，非晶質 SiO_2 的溶解度在 $pH = 0—9$ 时稍有变化，只有当 $pH > 9$ 时才急剧增加。也就是說，在弱碱性溶液中 SiO_2 的溶解度比在酸性溶液中大不了多少，这点正和地質上的假設相反。因此，碱質組分的含量多少对富矿形成过程中的去矽作用影响不大，而应当充分考虑其他因素的作用。

在苏联克里沃罗格鉄矿床、庫尔斯克磁变区斯塔洛斯闊利斯基鉄矿床[13]，朝鮮茂山鉄矿床[14]的富鉄矿中均伴随着大量碱性矿物。例如，克里沃罗格矿床中有石棉蓝閃石、霓石、鈉长石等矿物存在；在庫尔斯克磁变区鉄矿床中有石棉蓝閃石、鈉閃石、霓石等矿物存在；在茂山鉄矿床中有蓝閃石、霓石等碱性矿物。这些矿物的生成显然与碱量較高的岩浆岩热水溶液的作用有关。虽然有人[15]認为烏克兰东部含鉄石英岩中磁鉄富矿与鈉长岩的发育有关，但是据 Ю. И. 波洛文京娜[16]研究克里沃罗格鉄矿床的成岩和成矿过程以后，認为碱質交代作用是最晚期的产物，此时溶液带来了 Na_2O 和 K_2O，沿着原有的构造带上升(与鉄質交代阶段的溶液运动的地带一致)，而引起上述碱性矿物重迭在已經形成的鉄矿石上面，并且造成局部磁鉄富矿(石棉蓝閃石-磁鉄矿石)。可見，这种晚期的岩浆热液活动与整个富矿体沒有成因上的联系，只有空間分布的关系，显然可以作为該矿床的找矿标志。然而，結合我国具体情况来看，由于这些碱性矿物不存在，或与富矿关系不很紧密(如鈉长石)，还不能象某些文献所提到的那样可以作为找矿标志。

如果我們仔細研究磁鉄富矿与周围含鉄石英岩的化学組成的話，就会发現各个組分之間只有量的差别，而沒有質上的差别。在矿物組成上也可以发現这种逐渐过渡的現象。例如，磁鉄富矿总是生在磁鉄石英岩中，而赤鉄富矿又是生在赤鉄石英岩中。

根据某地区矿石分析結果可知，矿石与含鉄石英岩之間各种組分的消长关系以 Fe_2O_3、FeO、SiO_2 及 Al_2O_3 等最为明显，富鉄矿石中 SiO_2 含量較貧矿石減少甚多，而其余几种組分則大为增高，其中 Al_2O_3 从0.32—0.61%增长至1.22—1.15%，常和变質水中从围岩带来大量 Al_2O_3 組分(其中大部分巳与 SiO_2、FeO、Fe_2O_3 等化合成各种交代矿物)有关。沒有任何新的元素出現在富鉄矿石中，这証明磁鉄富矿形成过程中幷未从外面带来任何新的物質，而只是在变質作用下将鉄質从围岩(主要是含鉄石英岩)中带出来，幷在构造适宜的地带集中成矿。因此，在这里成矿过程只是区域变質作用中成岩过程的一种特殊形式，表現为成岩过程中鉄質的迁移作用。从围岩与矿石中矿物的共生組合均属于相同的矿物相这点，也充分証明了这个推断的正确性。

B. C. 多馬列夫曾論述过热液矿床和变質矿床的特点[8]，将两种矿床类型的区别概括为以下几点(表4)。

表 4　热液矿床和变質矿床的区别(据 B. C. 多馬列夫)

热液矿床	变質矿床
(1) 矿石的矿物組成或多或少地与围岩組成不同，且可能属于另一种矿物相(与未受到近矿蝕变的岩石來比)	(1) 矿石的矿物組成在質上与围岩組成相近，且同属一个矿物相，但在量上則有所不同
(2) 矿体可以生在各种岩石中	(2) 矿体几乎只生在变質岩中
(3) 矿石为交代作用或裂罅充塡而成	(3) 矿石主要为交代而成，裂罅充塡只起次要作用，且不能形成单个矿体
(4) 成矿作用为各种构造所控制，其中包括造山运动末期巨大断裂在内	(4) 成矿作用主要为褶曲构造及与之有关的节理及不大的断裂带所控制
(5) 成矿过程伴随着各种在質上及強弱程度上不同的近矿围岩蝕变	(5) 近矿围岩蝕变不存在或不显著

在这里还准备就构造控制問題略加叙述。由于認为磁鉄富矿是在区域变質过程中由变質水的交代作用而造成，必然会得出結論：富矿体受着褶曲构造的控制，也就意味着富矿体的生成在时間上是与褶皺变动密切联系着的。在这方面很多人有着不同的看法。程裕淇[2] 認为富矿是在区域变質作用还未完全終止的时候形成的，受密挤褶皺末期的走向逆断层或断层带的控制(指較大矿体而言)。李树勛則認为大的逆断层只起热液通路的作用，并不能控制富矿体的位置，控制富矿体是次一級的构造——等傾密挤褶皺、横向褶皺有关。郑宝鼎与李树勛的看法相近，他認为控制富矿的构造主要为片理、裂隙及断层等。至于走向断层是成矿前热液上升的通道，热液将断层附近的岩石交代形成蝕变岩石后，断层被封閉，以后一般不能直接作为含矿溶液上升的通路。但由于蝕变岩石內部物質性質的不均匀，并且一般蝕变岩石的強度較围岩小，所以当受外力时，蝕变岩石易于破碎，或产生断层，或产生片理、裂隙等，成为含矿溶液上升的主要通道。

程裕淇認为富矿体受走向逆断层的控制是正确的。但是富矿形成过程应当受整个褶曲构造的控制，其中包括由褶曲构造所派生的次一級构造(如断层、片理、裂罅等)在內，这些构造絕对不是象郑宝鼎所認为的与褶曲作用无关的产物，而是与之密切联系着的。例如，苏联克里沃罗格鉄矿床中富矿体主要集中在巨大向斜构造的核心，富矿体也和围岩一样形成复杂的褶曲构造；我国某地区的某些鉄矿床富矿体明显受着走向逆断层的控制，而这个断层正是褶曲构造派生出来的次一級产物。这些事实也說明富矿体的形成是与区域变質过程中成岩过程紧密联系着的。因此，富矿体的生成时期不应当局限在区域变質的末期，而应当貫穿在整个区域变質过程中，容或在各个阶段在程度上有強弱之分。除去前述事实可以作为依据外，在巴西米那司—吉拉司地区的康崗汉司鉄矿中发見富矿石中有皺紋构造，与含鉄石英岩中者相似[17]，說明两者在变形时的強度一致，这也說明富矿体的形成与褶曲构造本身的不可分割性。在克里沃罗格假象赤鉄矿石之条带状或皺紋状构造亦有所見[18]。

根据某地第二矿区境內及室內的研究，認为磁鉄矿在变質作用初期就已經开始形成，但这时候主要是另另星星的、分散在其他新生成的变質矿物中(如綠泥石、黑云母、鎂鉄閃石、石榴石等)，这时变質水中带来的大部分鉄質主要用来形成那些含鉄的鋁矽酸盐矿物，因而不可能造成鉄質的大規模集中。当含鉄石英岩与变質水相互作用消耗了大部分 SiO_2 而形成了各种所謂蝕变矿物以后，再来的鉄就主要用来形成磁鉄矿，而造成了各种磁鉄富

矿(磁鉄富矿、綠泥磁鉄富矿、鎂鉄閃石磁鉄富矿、石榴石磁鉄富矿等)。这种磁鉄富矿的形成主要时期当在进化变質作用的晚期(相当于褶曲运动的时期),但在退化变質作用开始时就基本結束了。

三、含鉄石英岩的花崗岩化作用

至于岩浆热液在富矿体形成过程中可能有一定影响,但絕不能和变質水的作用相提幷論,不可能造成規模巨大的富矿体。因为花崗岩的侵入是在区域变質作用的晚期阶段(仍受区域变質作用的控制),这时含鉄石英岩已經成长壮大,承受了变質过程中的考驗和改造,花崗岩浆对它的同化作用就不会象一般所想象的那样厉害。例如,某些地区的鉄矿床在鉄矿下盘云母片岩已強烈花崗岩化,变成了注入片麻岩,而含鉄石英岩本身則巍然屹立,絲毫未发生变化,或者发生重結晶作用,使得磁鉄矿結晶顆粒变粗。可見含鉄石英岩是不太容易花崗岩化的。何况在化学作用性能上远逊于岩浆本身的热水溶液,更难与含鉄石英岩发生作用了,这就更談不到在其中能形成巨大的富矿体。

但是当含鉄石英岩位于較深地带,同时岩石本身由于构造作用而发生裂罅等断裂現象,这些現象都有利于花崗岩的侵入及交代作用。含鉄石英岩的花崗岩化現象在辽西及辽南很多地区均可見到。花崗岩化作用在含鉄石英岩直接裸露在花崗岩或混合岩中的地带表現得最为強烈(图 2),矿体呈扁豆体状,沿走向延长及延深均不大,厚度多局限在几米范围内,深度常常向下挖掘几米至十几米即行尖灭。但在含鉄石英岩与花崗岩之間有薄层結晶片岩存在时,也可能发生強烈的花崗岩化作用(图 3)。花崗岩質物質可以順沿含鉄石英岩片理方向貫入,也可与之斜交,但以前者最为常見。花崗岩化作用实質上是将原岩物質同化,逐漸达到花崗岩質組成的平衡过程,其最后(或最強烈)的产物应当与花崗岩沒有区别。就含鉄石英岩而言,在花崗岩化过程中有不同程度的交代的現象,按其同化程度的深浅可以初步划分出以下几种类型(由浅到深的順序排列):

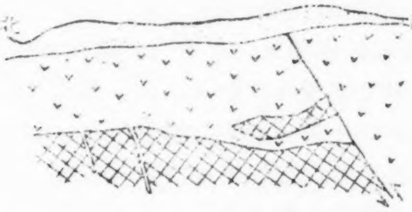


图 2　花崗岩与含鉄石英岩的关系素描

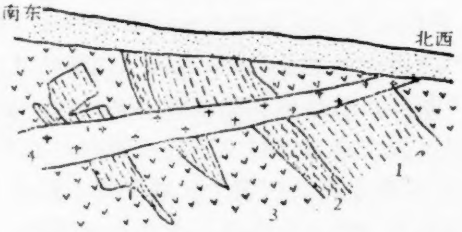


图 3　含鉄石英岩的花崗岩化作用素描

1——含鉄石英岩；　2——云母片岩；　3——片麻状花崗岩；　4——显微伟晶岩脉。

1. 重結晶的含鉄石英岩：　这是花崗岩化的最低級阶段,主要为含鉄石英岩受花崗岩浆的热力作用而发生的重結晶現象,沒有或很少有新的、外来的物質参与。含鉄石英岩中磁鉄矿重結晶作用极为明显,顆粒变粗,局部甚至結晶成为八面体小晶体,而石英的重結晶現象則不易观察。岩石原有之条紋状构造未遭受显著破坏,但在平直程度上則有变化。在这种岩石中局部可以見到粗粒磁鉄矿集中成較富的矿条状,但这种矿条幷非全由磁鉄矿构成,而为以粗粒磁鉄矿为主、幷含有較細粒的石英充填物。

2. 磁鉄石英片麻岩： 这是最常見、最明显的花崗岩化含鉄石英岩，原来岩石中磁鉄矿及石英顆粒均变得粗大，磁鉄矿顆粒一般在0.2—0.5厘米之間，大者超过0.5厘米，甚至1厘米以上。石英則頗似脉石英，肉眼已可分辨出石英顆粒。原来岩石中的条带状构造已被破坏，呈明显片麻状构造（图4），石英及磁鉄矿各自断續相連成条带。有时片麻状构造不明显，岩石呈粒状构造，但这时石英不易观察出来，或为量不太多，为角閃石类矿物所代替，則岩石将不是磁鉄石英片麻岩，而为磁鉄角閃片麻岩了，角閃石当为花崗岩化产物。这两种岩石的生成，与从外面（花崗岩浆）带来新的物質有关，所以，已經不是单純热变質产物，而为交代作用产物了。

图4 磁鉄石英片麻岩（素描）
白色矿物——石英；黑色矿物——磁鉄矿。

3. 磁鉄"大理岩"： 这是一种特殊类型交代作用形成的含磁鉄矿的蝕变岩石，这可能是碳酸盐化作用的結果，磁鉄矿被保存下来。在方解石中可以見到殘余石英顆粒，边緣被絹云母所包围，絹云母亦直接存在于方解石中。原来岩石中的条带状构造已被破坏，变为片麻状（图5）。局部碳酸盐类矿物减少，磁鉄矿增多，而变为含碳酸盐的磁鉄富鉄矿。

4. 含条带状及分散粒状磁鉄矿之花崗岩：

这将是最高級花崗岩化含鉄石英岩，原来岩石的特征已蕩然无存，只保留下少量磁鉄矿殘余物，或呈条带状分布在花崗岩中，或者呈粒状分散在花崗岩中。如果沒有磁鉄矿的話，岩石就完全是花崗質岩石。这种岩石多見于花崗岩化含鉄石英岩与花崗岩的交界处，其結构、矿物組成等均与花崗岩无异（图6）。

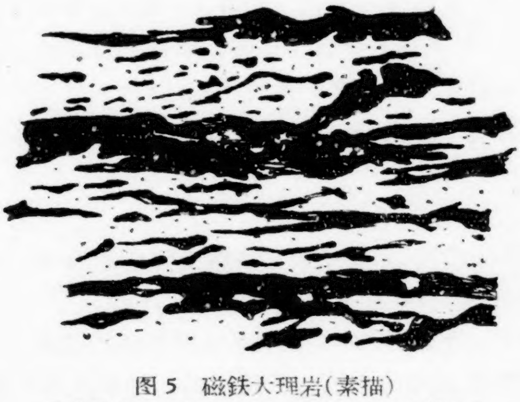


图5 磁鉄大理岩（素描）
黑色矿物——磁鉄矿；白色矿物——方解石。

图6 含条带状磁鉄矿的花崗岩（素描图）
黑色矿物——磁鉄矿；
白色部分——花崗岩。

在上述各种花崗岩化含鉄石英岩中，常常发育着各种黑云母及角閃石类矿物，当为花崗岩浆与含鉄石英岩交代产物。此外，在石英晶粒中有时在鏡下可以見到磷灰石柱状小晶体，它們是花崗岩浆分泌的揮发性物質交代而成。但在此种岩石中典型变質矿物則沒有見到，这点可能是由于花崗岩侵入，破坏了原有矿物的稳定性所致。

在許多矿床內，均可見到后期伟晶岩脉及石英脉的存在，但这些岩脉特別发育在上述花崗岩化含鉄石英岩里面，而在某些矿床中則为量不多。在脉岩附近看不到含鉄石英岩的变化，顆粒也沒有明显变粗，原有条带状构造仍然保持完整，亦未見到任何富化現象。由此也可以推斷，花崗岩化作用当为整个区域变質的一部分，为变質过程的末期，仍在区域变質影响下所发生的一种交代作用。这点从另外某些矿床的其他变質岩的花崗岩化現象中也可得到証实。

总之，在研究前震旦紀鞍山式鉄矿床中富矿体形成过程时，必須始終注意区域变質作用的影响和控制因素。自然，我們并沒有取消花崗岩浆热液对富矿体生成的影响，但是这个作用应当是从属的，而区域变質作用应当是主导的。变質水在磁鉄富矿形成过程中，应当是与温度、压力并列的主要影响因素之一，任何降低对变質水作用的看法，无論从理論上或从实际矿床的資料上来进行分析，都是值得进一步商榷的。

这里，值得我們重視的是查哈罗夫 E. E. (1953)的矿床分类法[19]，在变質矿床分类里面他批判了前人的分类法以后，提出了自己的根据矿体周围变質杂岩体的岩石性質而作的分类。他認为任何变質作用中都有物質的移动現象，而变質成因的水在这个移动过程中起了巨大作用。在分类中还考虑到岩浆成因水对成矿的作用。查哈罗夫 E. E. 还将一些素来認为属于內生矿床(主要为热液交代矿床或热液矿床)的矿床都列入变質矿床，例如蛇紋岩中石棉矿床、黃鉄矿型銅矿床、噴出岩中鉛鋅矿床、含銅砂岩矿床等等。其中黃鉄矿型銅矿的成因問題，早就被古达林 Γ. Γ. [20] 所怀疑，他認为“黃鉄矿型矿床与围岩变質作用密切关系，因此，必須把每一个黃鉄矿型矿床都看作是变質作用形成的矿床”。

由此可見，变質作用对成矿过程的影响将远远超出我們过去的設想。自然，这里一方面由于区域变質过程是极其复杂的，是伴随着各种地質作用的綜合性运动过程，这就造成了我們研究变質矿床上的客观困难条件；但另一方面，我們过去常常对变質作用在成矿过程中的意义和作用估計不足，而忽視了对整个变質过程的深入研究。現在越来越多的事实都在促使我們重新估价变質过程的作用，越来越多的事实也将証明变質作用在成矿中的重要性将越来越大，而不只限于鞍山式鉄矿床及其中富矿体的形成过程。

以上許多观点极不成熟，实际資料也显得不足，希望得到有关同志的批評和指正！

結 論

1. 鞍山式鉄矿床中富矿体(主要为磁鉄富矿)的形成主要与区域变質作用有关；原生沉积富矿石及岩浆热液交代成富矿也是存在的，但数量上远逊于前者。

2. 磁鉄富矿体周围的所謂“热液蝕变岩”，乃是变質水与围岩（主要为含鉄石英岩）相互交代的典型变質作用产物。进行交代的物質組分是岩石自身所有的，并未从外面带来(指岩浆)新的物質。在已知某些鉄矿床中磁鉄富矿周围主要为鉄鎂質交代作用，因此，这些矿物应当作为在磁鉄富矿的找矿标志。碱質交代作用在本地区頗不发育，不应列为找矿标志之一。

3. 磁鉄富矿是在褶曲过程中造成的，所以，富矿体的分布規律受这种褶曲构造及其衍生的次一級构造的控制。因此，应当在詳細研究矿床构造的基础上，才有可能彻底解决富矿体賦存規律以及今后找矿方向等問題。

4. 富矿体主要生成时期为进化变質作用的晚期(相当于褶曲运动的时期)，在退化变質作用开始时就基本結束。結合以上各点，鞍山式鉄矿床的富矿形成时期为前震旦紀。

5. 含鉄石英岩不利于花崗岩化作用的进行，在鉄矿花崗岩化强烈的地区，矿床远景一般不应估計过高。根据原岩花崗岩化程度深浅可分为以下几种类型：1）重結晶的含鉄石英岩；2）磁鉄石英片麻岩；3）磁鉄大理岩；4）含条带状及分散粒状磁鉄矿之花崗岩。

6. 变質矿床的特点是：矿石与围岩的化学組成在性質上是相近的，其矿物的共生組合也是属于同一矿物相的。矿石和围岩的差別主要表現在有用組分的数量上，从矿石到围岩可以看到有用組分含量的遞減現象。矿体的形成与分布受着褶曲构造的控制，也由岩石的物理化学性質所决定。变質水在成矿过程中起决定性作用，但亦不应忽視岩浆水(在区域变質作用控制下的)的作用。成矿过程中以交代作用为主。

参　考　文　献

[1] 克列特尔 B. M. 1958：矿床工业类型。地質学报，第 38 卷，第 1 期。

[2] 程裕淇，1957：中国东北部辽宁山东等省前震旦紀鞍山式条带状鉄矿中富矿的成因問題。地質学报，第37卷，第 2 期。

[3] 罗耀星，1956：鞍山式鉄矿成因問題的商榷(提要)。中国地質学会会訊，第 10 期。

[4] Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна (1955). Изд. АН УССР.

[5] 关广岳，1957：鞍山式鉄矿富化問題的商榷。中国地質学会会訊，第 11 期。

[6] Каниболоцкий П. М., 1941: К вопросу о генезисе руд Кривого Рога. *Тр. Днепропетровского госуниверситета*, Т. XXVII, вып. 2.

[7] Домарев В. С., 1954: Отличительные черты гидротермальрых и метаморфических месторождений. *ДАН СССР*, т. 98, № 3.

[8] Домарев В. С., 1955: О генезисе руд Кривого Рога. В кн. "Геология и генезис руд Криворожского железорудного Бассейна". Изд. АН УССР.

[9] 别列夫采夫，Я. Н. (1959)：对鞍山地区普查富矿的一些看法。地質学报，第 39 卷，第 2 期。

[10] Семененко Н. П. и др. е, 1957: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд. АН УССР.

[11] Германов А. И., 1953: О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изд. АН, СССР. сер. геол. № 6.

[12] Kraus kopf K. B., 1956: Dissolution and precipitation of silica at low tempera tures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 10, №s. 1—2.

[13] Глаголев А. А., и Клагиж Б. Д., 1959: Некоторые амфиболы и пироксены железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. *Зап. Всес. мин. о-ва.*, ч. 88, вып. 3.

[14] 加藤武夫，1939：茂山鉄矿显微鏡的研究。日本地質学杂志，第 46 卷，549 号。

[15] Никольский А. П., 1956: Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд. Сов. геол. сб. 50.

[16] Половинкина Ю. И., 1956: К вопросу о происхождении железных руд Кривого Рога. Информ. сб. (ВСЕГЕН), №3.

[17] Guild P. W., 1953: Iron deposits of the Congon Has District, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, v. 48, №7.

[18] Белевцев, Я. Н., 1953: Образование мартитовых руд Кривого Рога. Мин. сб. Львов. геол. о-ва., №8.

[19] 查哈罗夫 E. E., 1953：矿床分类法問題。見"金属矿床与矿床分类法"一书，科学譯丛(地質学)，第 3 种，科学出版社。

[20] 古达林 Г. Г.、柯瓦列夫 Н. И., 1951：銅。矿产普查勘探丛书，第 1 号，中央人民政府地質部編譯出版室。

О ЗНАЧЕНИЯХ МЕТАМОРФИЗМА В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ БОГАТЫХ РУД ЖЕЛЕЗНОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ АНШАНЬСКОГО ТИПА

Гуань Гуан-юй

(Резюме)

1. Процесс образования богатых руд тесно связывается с метаморфизмом. Первичноосадочные и гидротермально-метасоматические богатые руды являются второстепенными.

2. Как называемые "околорудные гидротермально измененные породы" являются типичными продуктами метаморфизма, которые образованы под действием метаморфических вод с боковыми породами (главным образом с железистым кварцитом). Реагирующие компоненты в этом процессе были первично присутствующими в осадочных породах материалами, и нет никакого нового компонента не принесли. В известных некоторых месторождениях около магнетитовых рудных тел имеется железисто—магнезиальный метасоматоз, являющийся поисковым признаком этих руд. В этом районе щелочной метасоматоз не развивается.

3. Богатые руды были образованы одновременно с процессами складчатой дислокации пород, поэтому структуры складок, образованные в результате дислокации, контролируют размещение и локализацию этих рудных тел.

4. Главный этап оруденения является последним моментом прогрессивного метаморфизма, который отвечает на стадию складчатой дислокации, но в начале ретроградного метаморфизма оруденение прикратилось.

5. По степени гранитизации породы делятся на следующие типы 1) перекристаллизаованные железистые кварциты; 2) магнетито—кварцевые гнейсы; 3) магнетитовые "мраморы"; 4) граниты со шлировыми и рассеяными зернами магнетитов.

6. Главные черты метаморфизованных месторождений являются следующими: 1) Химический состав руд и боковых пород близкий друг с другом, минералогическая ассоциация их также принадлежит к одной фации; 2) Образование и размещение рудных тел контролированы складчатой структурой и физико-химическим свойством боковых пород; 3) В процессе оруденения метаморфические воды играют решающую роль, поэтому метасоматоз является главным процессом.

第41卷 第1期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

关于一个煤田煤的岩相及其地質因素的探討

黄 振 裕

一、緒　言

本文所討論的煤田曾进行过大規模地質勘探工作，不少人根据煤蕊和少量煤层样作了該产地的煤岩鑑定。过去有些人曾对本产地的煤已有較詳細的煤岩、煤質的研究，但沒有对产地煤的各种生因类型給予应有的划分，且缺少对該产地地質历史的联系。但是，他們的工作及其研究方法仍有很大的意义。

作者是在煤岩組全体成員的支持下写成本文的，其原始資料是本組全体人員在1957—1958年对該煤田煤岩鑑定的工作結果。在工作中作者还进行了煤的化驗和区域地質的观察，充分利用了該区丰富的地質資料。文中煤的原始資料、堆积条件、轉变环境和变質作用大部为作者于工作中的体会，如有錯誤之处，当由作者負責。

二、煤田主要地質特征

本煤田分上、下二含煤层。下部煤层的頂底板岩石均为巨厚的玄武岩，煤层局部受干扰而变質。上部煤层(又称为本层煤，是本文研究的对象)頂底板岩石呈有規律地变化，它們是凝灰岩、砂岩、頁岩和泥灰岩，沒有見到砾岩。上部煤层頂板含有丰富的植物化石，且有淡水龟及魚类化石。在琥珀粒中含有昆虫化石。

产地位于一个台背斜的台凸的南緣。呂梁运动后，前震旦紀地层已被褶皺硬化，长期表現为稳定的隆起状态；燕山运动时本区发生断裂，岩块中間陷落，构成地塹型盆地。后經早第三紀末的喜馬拉雅运动，形成今日煤田构造特征。

本产地构造复杂。主要有南、北平行的二向斜，北向斜不含有用矿产，南向斜含有煤等。但南向斜两翼成不对称：南翼較緩，傾角为20°—40°；北翼較陡，傾角为30°—70°，局部有倒轉現象。南向斜的軸部由西部升起，向斜因而于西部封閉，形成南、北两翼开展程度的不同。

該煤田有許多断裂。煤田北翼有因岩层上冲产生近东西向大逆断层，向北傾斜。煤田南翼发育着一般向西傾斜的横切斜交正断层。煤田中有許多走向正断层，断距大小不一，最大者达千余米，小者仅于巷道中才能确定。

三、煤 岩 类 型

根据該产地本层煤的鏡下研究，按其造煤原始質料和轉变环境的不同，可分成二大

类:陆植煤类和混合生成煤类;将其又可分为五种。现将各煤岩类型分述于下。

（一）陆植煤类

（1）陆植煤:

肉眼观察:　煤是黑色光亮的，也有半光亮的，偶有半暗的，光泽从油脂状到玻璃状（视变质程度的不同）;具一組到二組的內生裂隙，呈板状节理。断口一般为平坦状或貝壳状，少具粒状的。呈均一状或条带状結构，具清晰的木质花紋和木質纤維結构。鏡煤常呈透鏡体或条带状，厚达2—3厘米，有时达5—10厘米。鏡煤間常夹有薄层(1—5毫米)混合基質体。很少見到絲炭出現，在极少数的情况下找到厚达1厘米的小薄层附貼在层面上。含有稀少的琥珀粒。有黄鉄矿和方解石薄膜。

鏡下特征:　在透射光下，本类型煤的主要特征是具有木質鏡煤結构的胶化物。由枝干分子和叶部組織形成的木質鏡煤和結构鏡煤占优势，具角質层边緣紋飾。有时呈鏡煤，木煤很少，但具年輪。其形状一般呈晶片状或透鏡状和条带状，沿层面紧密地衔接着。煤中的均匀透明基質则很少，偶而較多。絲炭質一般不出現，个别較多。通常以小断片出現，多厚壁細胞。胞腔常为黄色物質或方解石充填。有腐泥基質包体出現。

角質物質以小孢子花粉和角質层为主。有小孢子堆。角質层多呈封閉状。琥珀粒、大孢子和种子壳仅个别出現。有单个的水藻和具有网孔大小不一的菌核、夏孢子具有一个細胞，而多孢子则含二个或二个以上的細胞，这些物質均与层面平行排列。

煤中的矿物杂質为量甚少，以同生的黄鉄矿和方解石包体为主。前者多呈单个圓球体或顆粒聚集体;后者成团粒状包体。有后生方解石。石英碎屑极少、滲染在凝胶化物質中。

本类型煤的百分含量有如下所示。

木質鏡煤	基　質	絲炭組	角質組	琥　珀	水　藻	菌孢子	矿物質
73.94	20.44	1.11	2.80	0.06	0.55	0.28	0.82

（2）琥珀煤:

肉眼观察:　褐黑色半暗的煤，偶为半亮或全暗的。呈暗淡或油脂光泽。断口为不平坦状或平坦状，偶具貝壳状。呈均一或不明显的条带結构。琥珀粒大小不一，大者达4厘米以上。时聚集一起，时而較分散，为本类煤的特征。

鏡下特征:　在薄片下見到本类煤的两种基本組份是凝胶化組織和琥珀粒。前者多木質鏡煤、結构鏡煤和鏡煤。含少量均匀透明基質。琥珀粒成不規則状出現，少呈橢圓形，由細小到很大。沒有見到絲炭質。角質物質有小孢子花粉壁和角質层。有稀少的水藻和菌孢子。矿物包体多为石英碎屑和黄鉄矿顆粒組成的。

琥珀煤的煤岩成分百分含量有如下所示。

木質鏡煤	基　質	角質組	琥　珀	水　藻	菌孢子	矿物質
45.21	18.15	1.08	34.06	0.09	0.42	0.99

（二）混合生成煤类

（3）腐泥-腐植煤:

肉眼观察：　煤呈褐黑色半暗的，有时为全暗的。呈暗淡或油脂光泽。断口为平坦状。具細条带結构。致密坚硬。在暗色煤中常含 1 毫米左右厚的鏡煤質細条带。偶有琥珀粒出現。

鏡下特征：　浅棕褐色的腐泥-腐植基質是組成本类煤的物質基础。基質中含有大量枝干分子，主要是木質鏡煤、結构鏡煤和鏡煤的細条带或透鏡体。絲炭組分含量极微，一般成小断片的厚壁細胞的絲炭或呈小团块的不透明基質出現。胞腔为黄色物質充填，含有小孢子花粉壁和角質层，种子壳仅个別出現。琥珀粒呈不規則状。有較多的水藻和少許的菌孢子。这些物質散布在混合基質中。

矿物杂質以石英碎屑为主，分布于混合基質中。黄鉄矿和方解石包体也經常出現。

本类型煤的煤岩成分百分含量有如下所示。

腐泥-腐植基質	木質鏡煤	絲炭組	琥珀粒	角質組	水藻	菌孢子	矿物質
59.69	32.84	0.06	0.70	2.76	2.22	0.74	0.99

(4) 腐植-腐泥煤：

肉眼观察：　褐黑色全暗的煤，偶为半暗的。具平坦状或粒状断口。呈脉理状結构。光泽呈暗淡状或油脂状。在暗色煤中常夹有細小的(厚約 0.5 毫米)鏡煤条带。

鏡下特征：　本类煤的主要組成物質为黄色的腐泥基質組成。基質中含有較多的枝干分子，多呈木質鏡煤和結构鏡煤，少量为鏡煤，呈透鏡状或細条带状。沒有見到絲炭組分。水藻經常出現于基質中。菌孢子含量不多，也有琥珀粒，有时很少，有时較多。含小孢子花粉壁和角質层。以石英顆粒为主的和黄鉄矿及方解石組成的矿物混合物。

本类煤的煤岩成分百分含量有如下所示。

基質	木質鏡煤	琥珀粒	水藻	菌孢子	角質組	矿物質
74.95	15.38	2.50	2.89	0.44	2.48	1.36

(5) 烛煤：

肉眼观察：　煤呈深灰色或黑灰色，全暗的具暗淡光泽。断口为半貝壳状，非常坚硬。在垂直断面上可見到細而短的凝胶化綫条。韌性大，不易被击碎。本类煤可雕刻美丽的工艺品。煤可用火柴点燃，燃烧时略具爆炸声，并放出橡胶气味。

鏡下观察：　烛煤主要是由基質体和小孢子花粉壁組成。大量的小孢子花粉壁沿层理分布，或偶而聚集在一起，构成小孢子堆。少量的枝干分子成結构鏡煤和木質鏡煤的小透鏡体。水藻的原始結构保存的程度不同，有的呈清晰卵巢状。亦含有較小的菌孢子。

矿物杂質是由石英碎屑，方解石和黄鉄矿包体組成的，一般含量較多。

烛煤的煤岩成分百分含量有如下所示。

基質	木質鏡煤	孢子花粉	水藻	菌孢子	矿物質
73.19	4.40	18.72	1.39	0.27	2.03

四、煤的原始质料

由苏联煤岩学家 И. И. 阿莫索夫（И. И. Аммосов）所确定的、并被广泛运用于解决煤炭物质成分及其性质不同的主要因素有：原始质料、聚积环境、轉变环境和变质作用。这些因素对煤质的影响各有先后，但它們是沒有明显界限的。不过，为便于討論起見，就論其中某一較为重要的成煤因素，对其他因素就从略了。

植物质轉变成各种煤岩成分，是取决于原始质料所在泥炭沼的分解过程。当泥炭被沉积物复盖后，即开始成岩作用，且逐漸失去水分，細菌作用愈来愈小，以至消失。而有机物的轉变过程具有易外性质，即作用在地层深处的物理化学过程——地质作用。煤的变质作用就逐漸开始了。

众所周知，成煤的原始植物质料或为高等植物的基本物质——木质纖維素、蛋白质、角质、孢子和树脂等組成的，或为低等植物富含瀝青和脂肪的藻类造成的。依据植物种类的不同，在煤的生因分类中，以前者形成陆植煤类，后者造成腐泥煤类。两者之混合体則組成混合生成煤。在近代，广泛采用煤岩学研究方法来揭示煤的原始质料組成，已获得很大的成績。

根据本产地本层煤的研究，本层煤有陆植煤和混合生成煤二大类。前者又可分为陆植煤和琥珀煤两种，后者分为腐泥-腐植煤、腐植-腐泥煤和烛煤三种。从本产地造煤植物来看，根据前人对該煤田植物化石的鑑定，主要有松柏目的 *Sequoia chinensis* Endo、*Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Ung.，双子叶植物 *Fagus feroniae* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Alnus kefersieinii* Ung., *Luergus drymeja* Ung., *Planera ungeri* Ett., *Populus ouidentalis* Lesq. 等植物种类。煤中琥珀粒的聚集，有人認为是构成本产地本层煤根本植物的松柏目的一种；*Sequoia* 或 *Glyptostrobus* 之树脂往外分泌固結而成的，因而在琥珀粒中含有草和昆虫化石。低等植物中，根据另外一人对本产地的研究，有 *Pila* 藻。

本产地不同生因类型煤的結构各有其特征。例如陆植煤和琥珀煤的显微組分，虽然它們均由高等植物质形成的，但其质料却不同。陆植煤是由植物枝干分子和叶部組織轉变成一系列的凝胶化組織构成的，琥珀煤含有凝胶化組織外，还含有大量的琥珀粒（34%）。混合生成煤是由高等植物和低等植物殘体混合聚积的腐植质和腐泥质物质所构成，且有較多的水藻。它們之不同在于：腐泥-腐植煤是以腐植质为主；而腐植-腐泥煤以腐泥质为主；烛煤则又含有較多的小孢子花粉壁（19%）。我們把烛煤划归于混合生成煤，是因組成烛煤的物质基础——基质体具有少量的腐植质腐泥质的物质。

由此可知，本产地煤之原始植物质料，不仅有高等植物质料，且有大量的低等植物质料参与。主要由大、小树枝和叶部組織构成的木煤、木质鏡煤、結构鏡煤和鏡煤的一系列凝胶化組織和大量琥珀粒的聚集。从而可以得出結論：本层煤的各种煤岩类型，均具有一定的原始植物质料的特征。

五、煤的聚积环境

煤的原始质料聚积环境的不同，对煤质的影响很大。因聚积环境的变化，不仅影响煤岩結构的变化，且影响侵入泥炭沼中的矿物杂质的性质和数量的变化。

根据不同研究者对本层煤聚积性質的說法：一种是"异地生成"的，另一种是"异植原生的混杂煤岩体"，其根据是煤层厚度及其变化。西部煤层厚度大是以"异植質料"为主；煤层往东变薄，是以原生質料为主。为了搞清楚本层煤的堆积性質，本文根据煤层結构、煤岩特征及化驗資料，就其聚积方式加以討論。

1. 誠然，本煤层厚度变化大，但不論沿煤层走向或傾向，一般都很有規律。例如煤层由西部往东，从南向北呈有規律地变薄、分叉和尖灭。煤层厚度能在这样广大面积里呈有規律的变化，反映着植物質料聚积时的稳定性和广泛性。很难設想"异地生成"的或"厚煤层是异植的、薄煤层是原生的"煤层能有这样的規律性和稳定性。

2. 不論从煤岩鑑定或化驗資料来看，煤的灰分含量是不高的，且有一定的規律性。这是与当时植物的聚积条件有着密切的联系的。对煤层的"异地生成"或"异植原生混合体"之說，煤的灰分(A^c)含量及其变化，是不可能具此特性的。

3. 本层煤的各种煤岩类型：(1)陆植煤类有二种，即陆植煤和琥珀煤。前者以凝胶化物質占絕对优势，后者以凝胶化物質和琥珀粒的大量存在为其特征。两者均含有或多或少的水藻。(2)混合生成煤有三种，均以腐植質、腐泥質的混合体作为煤的物質基础为其共同的特征，且都含有較多的水藻。

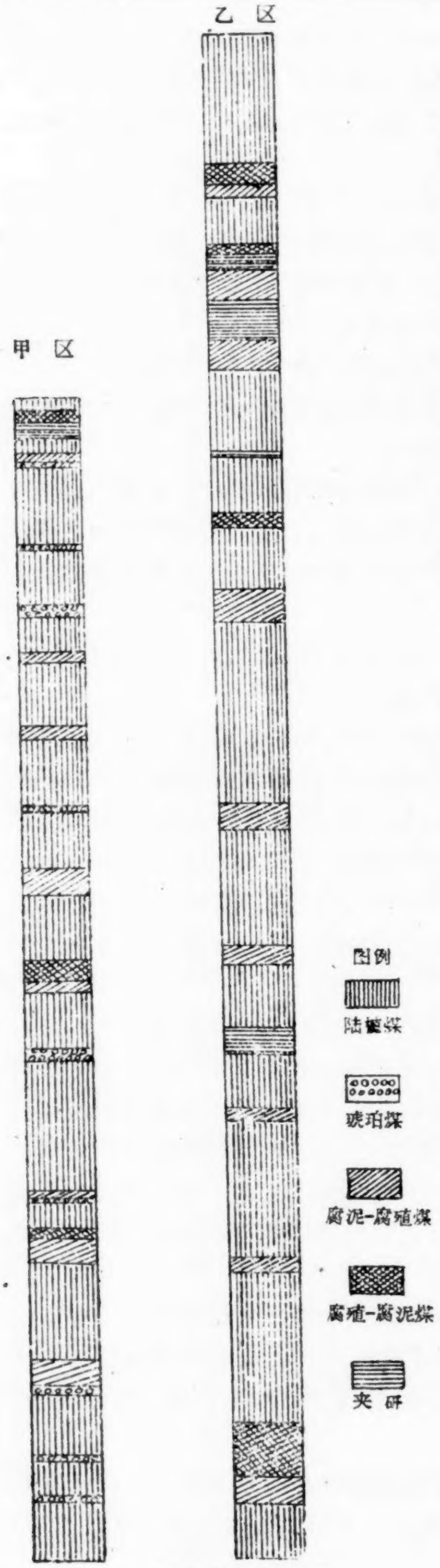
上述各种煤岩类型在本层煤剖面中的多次互层，构成本层煤的特点。"异地生成"的或"异植原生的混杂煤岩体"的煤层，是不可能具此現象的。

4. 依据研究本层煤的煤岩特征，凝胶化組織多具有保存良好的木質鏡煤結构，呈条带状或透鏡状，且紧密地銜接着；同时常具有保存完整的角質层边緣紋飾。角質物質均沿层面分布着。在矿物杂質中沒有見到粘土物質。石英碎屑亦很少，仅在一定的煤岩类型(混合生成煤)較多，又与同生的黃鉄矿和方解石伴生。这些特征，与"异地生成"或"厚煤层是以异植質料为主、薄煤层是以原生为主"的煤层所具有的特点(泥炭聚积时，受水流的搬运、煤岩成分的破碎、形态分子排列的杂乱无章，且与层面常成一角度，矿物杂質又多为粘土物質和石英碎屑)是完全不同的。

5. 在数量上和性質上不同的煤岩成分的伴生，是該产地本层煤的主要特征之一。这不仅表現在煤层的主要組成煤种——陆植煤成分中的堅韌部分和柔軟部分的共存，而且在琥珀煤中亦不例外。例如在此二煤种中有角質化物質、木質纖維質以及极柔軟的生长在死水池中的、多脂肪的水藻共生。至于混合生成煤类中的腐植質、腐泥質物質形成在水面安静的沼泽环境中。这与"异地生成"或"原生异植混杂煤岩体"之說，因泥炭遭受水流冲蕩而随其搬运的同时，不同成分如木質纖維素、蛋白質和水藻等受到破坏和分解以及稳定成分(如树脂)的聚积有迥然的差别。

6. 由大量的琥珀粒聚积成单独的琥珀煤薄层夹于煤层剖面中，且琥珀粒中含有昆虫化石和草以及琥珀煤中有水藻出現，又未見有絲炭組分的存在。这反映着琥珀煤在当时原始質料聚积时的稳定性和广泛性。对"异地生成"的或"异植原生的混合煤岩体"的煤层很难以理解琥珀煤能有这样的稳定性和規律性。

綜上所述，認为該地本层煤是"异地生成"的或"西部厚煤层是以异植为主、东部薄煤层是以原生为主"的看法是缺乏根据的，也不能令人接受。本层煤肯定是属于原地生成的。



三分層煤岩柱狀图

当本产地煤系聚积初期，虽然也有适于聚煤的条件，但是产地却处在极不稳定的状态，它表現在下部煤层聚积前后火山活动剧烈，玄武岩流呈間歇性的噴发和侵入，破坏了下部煤层的連續聚积，这从下部煤层的頂底板均为巨厚的玄武岩，煤层局部因受玄武岩流的影响而变质可以証明。煤系聚积后期，玄武岩流活动已告停止，本地区的迅速沉降，各部分处于不均衡状态中，并伴随有节奏的、微弱的振盪运动，聚积了煤系上部由面积不广，积水不深的沼泽相过渡到寬广深水湖泊相地层，同时形成每一岩相不同岩性的交替。其中包括在聚水沼泽中堆积巨厚的本层煤中表現着各种煤岩类型(参看剖面图)的多項互层；并造成于盆地附近較高地区的无机碎屑物有机会从泥炭沼边緣滲入，构成煤层厚度向沼泽边緣方向的变薄、分叉和尖灭以及灰分的逐漸增高。

必須指出，本层煤的聚积环境是較为特殊的：产地的迅速沉降、湿热的气候，使植物能迅速地生长和繁殖。由于植物質料的迅速堆积，使植物原始組織很好地保存下来，构成具有木質鏡煤結构的胶化物成因类型的煤。产地沉降速度在于各部分的不均衡，結果造成植物原始結构保存程度和含量上的不同。誠然，产地沉降速度的不均衡，并不影响植物質堆积的被冲刷和再沉积。从煤层、煤岩結构及煤层頂板岩石均可說明这一点。至于本产地成单独薄层多次出現于煤层剖面中的琥珀煤，根据上述煤岩特征，其聚积环境是与陆植煤相类似的，所不同者仅是原始質料的差別(下面将予討論)。由于聚积环境的不同，各种煤岩类型的灰分含量亦有很大的区别。

至于煤层厚度的变化、灰分的分布規律，是由于后来产地的构造变动，产地的迅速上升，于各部分出現的不均衡，遂把东南部迅速抬起，剧烈的剝蝕作用由西往东漸向北推移至煤田的向斜北翼。其結果，在当时盆地沉积中心的岩层最厚部分(包括本层煤)有保存有被剝蝕掉，以至东部剩下的仅是原生煤田北翼之边緣。最后，終于构成今日煤田之煤层厚度由西往东漸变薄，以及灰分 (A^c) 在煤田內的变化規律。

六、煤的轉变环境

根据研究，本层煤的煤岩成分以凝胶化組織分布最广，它呈一系列的木煤、木質鏡煤、結构鏡煤和鏡煤；其次为腐植質、腐泥質的混合物，琥珀粒和小孢子花粉；絲炭物質极少。它們是不同的原始植物質料和轉变环境的不同产物。一种是由枝干分子和叶部組織形成的，一种是由高等和低等植物殘骸的混合物，另一种是琥珀粒和小孢子花粉壁的聚积。

众所周知，当泥炭沼积水較多时，植物組織处在厌氧細菌作用下，或发生凝胶化作用，或仅停留在植物組織強烈膨胀阶段，形成了植物原始結构的消失或保存的凝胶化物質。若泥炭沼的积水較少时，植物殘骸則以多氧細菌分解为主的絲炭化作用，因而形成了絲炭化物質。至于腐植質、腐泥質的生成环境，根据 E. И. 塔拉次諾娃的研究，它的生成是与湖泊有关的聚水沼泽环境。

从本产地煤系上部的堆积过程来看，有机物的聚积始終处于強烈积水的沼泽环境。在产地有节奏和微弱的振蕩运动促使下，影响了泥炭沼积水程度的变化，以及植物种类(高等和低等)的繁殖。因而在聚水沼泽环境中，造成了上述成因类型的陆植煤。若泥炭沼过渡到与湖泊有关的聚水沼泽环境时，繁殖着大量的低等植物。低等植物死后和微細淤泥混杂，并与高等植物殘骸聚积在一起，形成了灰分含量較高的以腐植質为主的腐泥-腐植煤，以腐泥質为主的腐植-腐泥煤；有时因陆生植物的孢子花粉为风所吹起，大量云降落下混杂在腐植質、腐泥質中，构成了烛煤的煤岩特征。至于琥珀煤的出現，根据在煤层剖面中的分布和煤岩特征，它不仅不是异地生成的产物，也絕非在水流暢通、氧气充足、植物的主要成分——不稳定的木質纤維素受到強的分解而消失，把植物最稳定組分如琥珀粒聚集下来的沼泽环境中。恰恰相反，琥珀煤的形成是在松柏树的树脂向外分泌固結而成的琥珀粒，脱离母体植物或伴随母体植物的敗坏与死亡，聚积在与陆植煤形成环境相若的沼泽环境中。由此可見，認为該地琥珀煤为殘植煤是不恰当的。

但是，泥炭沼积水程度的变化对煤質有怎样的影响呢？为了解释这个問題，作者曾在不同地点于同一煤层中采集了各种煤岩类型进行化驗分析。发現不同煤岩类型之性質有着明显的差別。例如，煤的揮发物实出率(V^r)含量，在西部矿区由陆植煤变到腐泥-腐植煤、腐植-腐泥煤和烛煤是逐漸增高。在元素分析中，碳(C^r)和氫(H^r)的含量亦有很大差別。陆植煤中的碳量为 79.28%，氫量为 5.58%；混合生成煤中的碳和氫含量腐泥-腐植煤中分別为 77.84% 和 6.10%，腐植-腐泥煤中为 78.61% 及 6.67%，烛煤中为 79.01% 及7.23%。琥珀煤的碳和氫也有些特別，分別为 79.04% 及 6.70%。从煤的可燃基焦油(T^r)来看，陆植煤变到腐泥-腐植煤、腐植-腐泥煤、烛煤其含量增高。本产地不同之煤岩类型，是取决于泥炭沼积水程度的变化，从而引起环境的变易、不同植物种类繁殖形成的不同煤岩成分。

由此可得出結論，与泥炭沼积水程度有关的植物种类繁殖的不同和有机物轉变环境的变易，終于造成了具有各种生因类型的煤和夹层的多次互层，煤的化学工艺性質的差別。例如在強烈积水沼泽中形成的含有 90% 以上的凝胶化物質的陆植煤的可燃揮发物(V^r)、氫(H^r)和可燃基焦油，都較低于堆积在与湖泊环境有关的聚水沼泽环境形成的、以混合基質为基础的混合生成煤。而琥珀煤則具有独特的性質。

本产地煤的性質，除因泥炭沼积水程度的变化而产生各种不同性質的煤岩类型外，尙

存在着同一煤岩类型中煤質在空間上的变化，如沿煤层走向在陆植煤中。

当揮发份(V^r)变化不大时，煤的粘結性发生着显著有規律的变化。这是因为变質作用的不同对煤質的影响。

誠然，我所研究的数据和資料是根据含有90%以上的凝胶化物質的陆植煤測定的化学工艺性質的成果。但是以其胶質层(y)厚度差別之大及其有規律的变化，这絕不是偶然的，也不能被視为是在同一变質程度的煤能用煤岩成分的不同来解释煤質变化的原因，而应視为有其它因素的影响。根据 Л. И. 波高留波娃 (Боголюбова) 和 В. С. 雅勃洛柯夫 (Яблоков) 对頓巴斯西南中石炭紀煤的研究，分有二种成因类型：第一种成因类型(含有木質鏡煤的胶化物的煤)以含有高量的揮发分、硫分、較高的发热量和粘結性及灰分为特征；从这些与第二种成因类型的煤(含有均匀質胶化物的煤)相区别。而前者是属于"高还原性"煤，后者属于"低还原性"的煤。И. И. 阿莫索夫曾指出，"有一些煤，其工业分析、元素分析及煤岩成分都是一样的，而且它們的变質程度也差不多是一样的，但是它們的粘結性却大有区别。"他繼續写道，"这些煤的性質之所以不同，就是因为在有机物轉变时，分解介質的化学性質不同的緣故。"据此，本产地煤的性質沿煤层傾向的变化，假如可以視为是因还原程度不同的产物，那么应該怎样来認識它呢？

根据上述煤系聚积的地質条件，在煤系上部地层堆积过程中，产地发生着有韻律地、微弱地振蕩运动，当在本层煤聚积阶段，有大量純淨植物質聚积的同时，产地的活动促使四周的前震旦紀和白堊紀地层的成分复杂的无机碎屑物有机会从沼泽边緣滲入，这不仅造成煤层向泥炭沼边緣方向变薄、分叉、尖灭与灰分的递增，同时激蕩着平靜的水面，造成各种介質的不同化学性質，产生不同的还原趋势，从而生成不同性質的最終产物——煤。即愈接近于泥炭沼边緣，煤之还原程度愈弱，其粘結性也愈低。这就造成本产地煤質沿煤层傾向变化的原因。

由此得知，影响本产地煤質的因素，不仅有煤岩成分，煤的还原程度也是一个主要的因素。

七、煤的变質作用

煤的变質作用系指在煤层頂板形成之后，煤物質在自然条件下受到溫度与压力影响后的变化过程而言，但它不破坏煤物質原生成分的比例关系。在变質过程中，所有物質变化的程度和速度都有所不同，而其方向却是一致的。按煤的物理化学特性，随着变質的增高、光泽的增強和透明度的減弱，煤中的水分、揮分和氫量的減少，碳量的增高，这是不可逆的单一方向的过程。

溫度与压力作用于煤物質，促使煤炭变質，这已是公認的事实。但煤物質是受动力变質作用，或热力(接触)变質作用，抑或区域变質作用的影响，仍是現阶段煤田地質勘探工作中迫待解决的問題。

本煤田的形成时代較晚，上复岩层不厚(煤系最大厚度1,300米)。煤田形成后，煤田中及其周围未見有大片火成岩侵入体，煤田构造又非常复杂，因而有人認为本产地煤能达到如此成熟程度(低变質的)，是因构造动力变質作用的結果。再者，对煤炭性質沿东西走向的变化，有人認为是变質作用的产物，但未肯定是何种变質作用的影响。有人根据煤中

揮发分(V^r)的变化，認为不是变质作用的不同，是煤岩成分有改变，即煤田东部揮发分較低，是因煤中含有不粘結的絲炭化物质增加了，使其瘦化的結果。因此，有必要确定，究竟煤田的变质作用以哪一种为主。这样可以帮助我們理解煤炭性质变化的原因。

由于煤田形成后附近沒有任何火成岩的侵入，因而沒有找到煤的任何接触变质現象(指本层煤)。对动力变质作用，是因煤层受到相当剧烈的側压力之处使温度与压力升高，而产生变质程度較高的煤。但是，本煤田內部以伸张力所发生的正断层为发育。另外有因垂直张力作用引起岩层的上冲运动产生于煤田北翼的横貫东西的大逆断层，因而也就不可能在靠近大逆断层的北翼和西端有着較高变质程度的煤。事实上，煤田南、北两翼煤的变质程度差不多是一样；而煤田东部，煤的变质程度高于西部。因此我們有理由肯定，該煤田本层煤之所以能成为低变质的煤，非因动力变质的結果，应該認为是在区域变质作用下的最終产物。但应怎样来理解它呢？

首先要注意到現在煤层的标高与煤层形成时的地质历史时期埋藏深度的不一致。經后来的构造变动，而改变了煤层的标高。根据本煤田煤系堆积条件和煤系最上部的深水湖泊相地层，直接被第四系冲积层复盖，因此，煤系厚度只能被視为原始沉积最小厚度。当研究地壳振蕩运动对沉积相的影响时，假如产地保存在煤系最上部的深水湖泊相地层为产地沉降运动的最終产物，在其上应出現有因地壳上升发展过程的沉积相地层。同时，当产地的迅速沉降，又于各部分的不均衡，即东部块段沉降速度大于西部块段，因而煤系沉降深度由西往东逐漸加大，煤系在早第三紀末期就位于不同的深度，在不同的温度压力作用下而受到不同的变质作用。

例如另一煤田(早第三紀)在煤系堆积过程是負向运动，其沉积物自下而上为河床相—沼泽相—湖泊相地层。至聚积湖泊相地层后，地壳轉为上升，聚积了厚达600米以上的河床相地层。該区煤的炭化程度亦因上复岩层厚度的不同略有差异。但是，本煤田之所以不能見到因地壳上升发展过程的沉积相地层保存下来，是因受到产地当时迅速上升的最后阶段，地壳完全上升，把在产地深水湖相地层之上因产地上升的沉积物受剧烈的剝蝕作用所毁灭，直至沉降运动最后阶段的沉积相——深水湖相地层受到侵蝕。

从而，在对比产地不同矿井煤的性质时，了解到其变化是很有規律的。例如在陆植煤的顏色，在产地西部不如东部的煤光亮；煤的光泽由西往东漸增強；煤的內生裂隙亦以东部为发育；小孢子的顏色，从西到东为檸檬黃到金黃色或稍带橙色。煤的揮发分(V^r)从西向东減低，特别是，我們还沿煤层走向剝离純淨鏡煤分析，更可确切地証明这一点。煤中的膠质层(y)厚度由西向东增高。水分(W^r)亦順此方向呈有規律地減少。

根据上述，不論是陆植煤或純淨鏡煤分析中的水分、揮发分和粘結性，均具有由西向东逐漸減少和增強的趋势。由此，我們不能同意煤田东部煤中揮发分減少是因不粘結的絲炭质增加产生瘦化的說法。因它不能解析上述粘結性由西向东增強、而揮发分減少的事实，况且根据我們的鏡下研究，亦未見有絲炭物质增加的現象。我們同意以煤质沿东西向变化主要是受不同变质作用的結果，更确切地說，是区域变质作用的产物。但它是怎样产生的呢？

从上述的鏡煤分析中得知，距离相差1公里多，它們的揮发分相差5.88%。若由各矿井中不同深度采集的鏡煤化驗資料中揮发分的梯度变化，每百米揮发分之平均差是

2.03%，由此可得出东、西两端的沉降深度之差为300米左右，根据上述数据和資料，可将本产地煤之变質作用与构造作用紧密地联系起来。早第三紀末期，产地煤系上部由西向东形成1°—1.5°的微弱傾斜坡度，其埋藏深度足以促使煤物質发生变質，而形成本产地有不同变質程度的煤。即煤田由西向东煤系下沉，逐漸加深达300米左右。后經喜馬拉雅运动，把煤田东南部迅速抬起，結果是煤田东部与西部又位于近一水平。因此，沿煤层走向由西向东追索，煤的变質作用有逐漸增高趋势(相差一个变質阶段)。

分析了本产地煤的变質作用及其差别的原因之后，可以得知，当主要煤系沒有受到火成岩的热力影响使煤发生接触变質时，虽然上复岩层不厚，煤田构造复杂，而煤的变質或其性質的变化，并非都能用动力变質或煤岩成分的不同来加以正确的解析。但是当研究煤的变質成因这一复杂問題时，把煤田地質的、化学的和煤岩学的研究結合起来进行綜合分析研究是非常必要的。再从多方面去了解各个现象；各現象的各个方面以及它們的互相依存和內在联系；才能抓住事物的本質，抓住事物的发展規律，从而找出它們的因果关系，才能获得对煤的变質作用有較全面而正确的認識。

八、結 語

在分析了該煤田本层煤的岩相及其性質所受各种地質因素影响之后，使我們得知：

本层煤含有陆植煤类和混合生成煤类。前者又分陆植煤和琥珀煤二种；后者分三种，即腐泥-腐植煤、腐植-腐泥煤和烛煤。陆植煤是具有木質鏡煤胶化物成因类型的煤；琥珀煤是以凝胶化組織和琥珀粒为主要成分。混合生成煤类中的腐泥-腐植煤是以腐植質为主；以腐泥質为主的是腐植-腐泥煤；其中含有大量的小孢子花粉是烛煤的特征。

在各种煤岩类型的不同煤岩成分，各具有一定原始質料的特征，这說明不同煤岩类型是与原始植物質料有密切的联系。本产地煤的原始植物質料組成中，以木質纖維素为主，其次是藻类、琥珀粒和孢子花粉等。本产地煤的原始植物質料之聚积和轉变环境，不論在空間上或时間上都发生着变化。

該煤田本层煤并非是"异地生成"或"异植原生混合体"的产物。据煤层、煤岩結构和煤質特征，肯定是原地生成的。由于聚积环境的特殊和在空間上、时間上的变化、形成了巨厚的各种生因类型煤。其灰分含量不高，但在空間上呈有規律地变化，即煤的灰分于煤田中部和南部最低，向北及东西逐漸递增。陆植煤中的灰分較混合生成煤低得多。

当研究本层煤的有机物轉变环境时，由于泥炭沼积水的变化，影响到植物种类(高等或低等)的繁殖，造成不同原始質料、性質不同的各种煤岩类型的煤。陆植煤的揮发分(V^r)、氫(H^r)和可燃基焦油(T^r)均較混合生成煤为低。而碳(C^r)的含量則相反。琥珀煤則具有独特的性質。

在性質不同、成分复杂的无机碎屑有机会从沼泽边緣侵入，不仅造成煤层向沼泽边緣变薄、分叉和尖灭，且促使泥炭沼中有机物質轉变环境具有不同的还原程度，其主要表現在煤粘結性的不同。煤的粘結性沿煤层傾斜向北逐漸減弱。

至于煤的变質作用及煤質沿走向的变化，均是区域变質的产物。因于早第三紀漸新世期間，在煤系上部堆积过程发生着从西往东下沉速度逐漸加快的沉降运动。至煤系堆积末期，产地由西向东成一微弱坡度(1°—1.5°)。东部含煤地层較西部深300米。由于煤

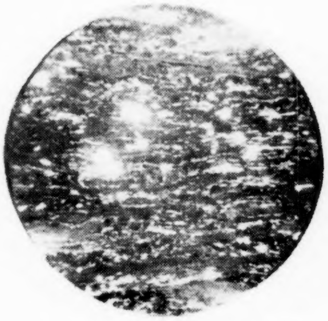


图 1　陆植煤的显微結构

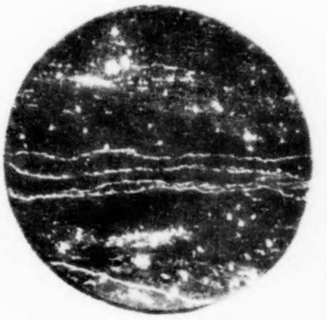


图 2　陆植煤的显微結构
（具角质层紋飾的木质鏡煤）

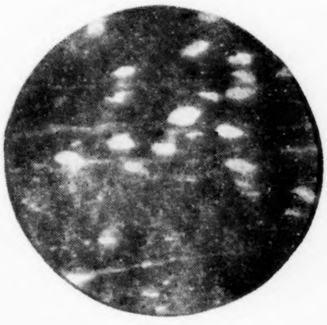


图 3　陆植煤的显微結构
（結构鏡煤）

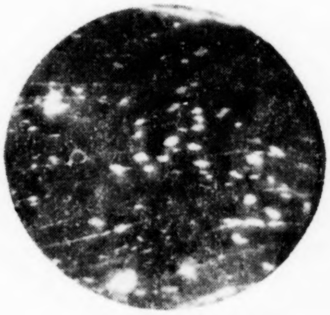


图 4　陆植煤的显微結构
（結构鏡煤）

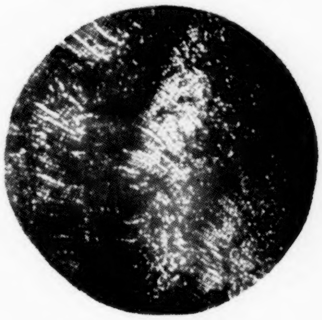


图 5　带有年輪的木煤

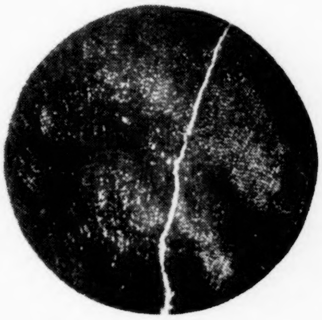


图 6　带有年輪的木煤

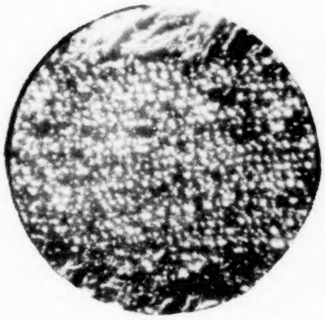


图 7　厚胞壁絲炭

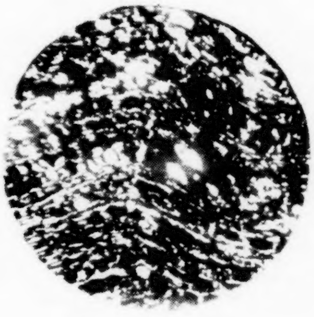


图 8　褶皺的絲炭

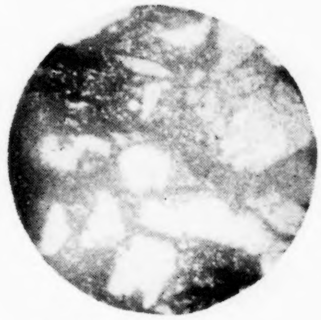


图 9　琥珀煤的显微結构

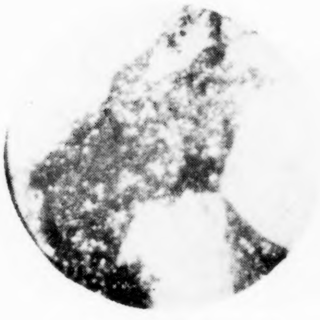


图 10　琥珀煤的显微結构

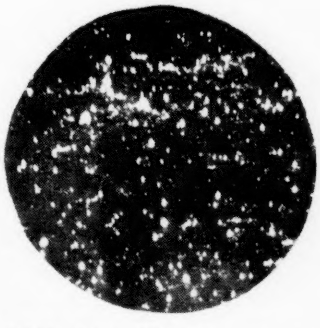


图 11　腐泥-腐植煤的显微結构

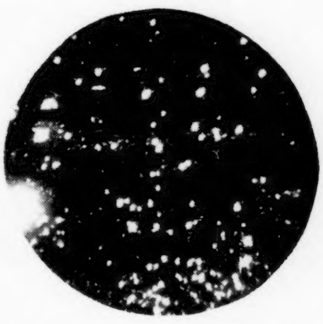


图 12　腐泥-腐植煤的显微結构

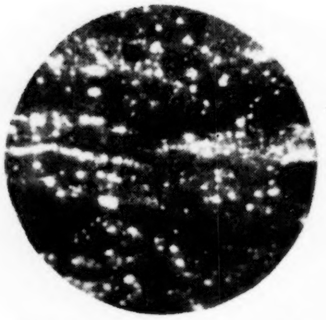


图 1　腐植-腐泥煤的显微結构

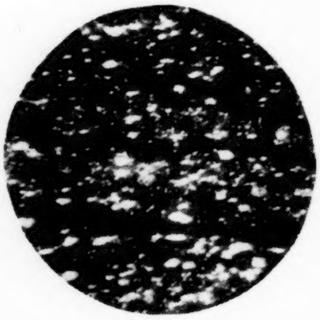


图 2　腐植-腐泥煤的显微結构

图 3　烛煤的显微結构

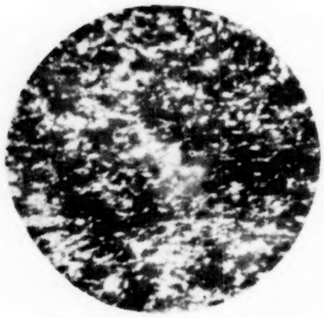


图 4　烛煤的显微結构

图 5　大孢子，中間为水藻

图 6　种子皮壳

图 7　小孢子堆

图 8　菌　核

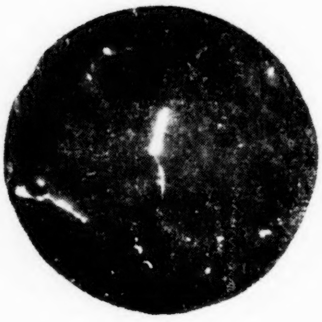


图 9　黄铁矿（下面）

图 10　方解石顆粒

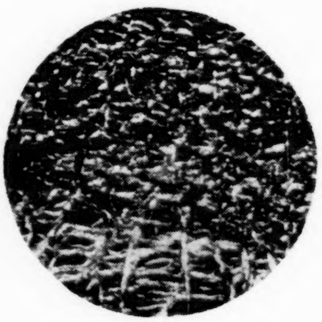


图 11　方解石脉（下面）

层原始埋藏深度之不同，在产地东部煤层所受的温度和压力发生的变質作用要比西部高些。后經喜馬拉雅运动把产地东南部迅速抬起，煤层埋藏深度又与西部近一水平，因而沿煤层走向不同矿井中可以見到不同变質程度的煤。

因此有理由可以确定，該煤田本层煤煤質的变化，是取决于煤岩成分、还原程度和变質程度等三个主要因素。

参　考　文　献

[1] 中国科学院地質研究所，1959：地質专刊第1号，中国大地构造綱要(中国大地构造图說明书)。科学出版社。

[2] Богднов, А. И., Сегеева, П. В., 1956 (关其侗、祝玉珂譯)：植物分类学实习。高等教育出版社。

[3] Жемчужников, Ю. А., 1958 (陈継平等譯)：煤岩学概論。地質出版社。

[4] Аммосов, И, И,, 1956 (孙等三等譯)：矿产专輯，第3輯，煤岩学。地質出版社。

[5] Жемчужников. Ю. А., 1954(朱夏等譯)：煤地質学的理論問題。科学出版社。

[6] Страхов, Н. М., 1954 地史学原理(上册)。地質出版社。

[7] Белоусов, В. В., 1956 (徐韦曼等譯)：大地构造学基本問題(上册)。地質出版社。

[8] Татаринов, П. М., Бетехтин, А. Г., 1954 (地質部編譯出版室)：矿床学，第四篇，可燃性有机岩。地質出版社。

[9] 多洛辛 И. В., 1957 (余恆昌譯)：关于华北煤的变質問題。煤矿技术，第4期。

[10] Васильев, П. В., 1956 (地質部編譯出版室、北京矿业学院編譯室合譯)：煤矿矿井地質的观察和調查方法。煤炭工业出版社。

[11] Гинзбург, А. И., 等, 1955 (謝家荣、朱夏譯)：煤的成因类型与煤岩学研究。科学出版社。

第41卷 第1期　　地質学报　　Vol. 41, No. 1
1961 年 7 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　July, 1961

对"論岳麓砂岩"一文的意見*

田 奇 瓗

岳麓砂岩从創立到現在，在层位上以及它和下伏佘田桥組的整合关系上已无意見，但是，在时代和对比上仍然存在着很大分歧。1958 年，敖振寬等在长沙岳麓山岳麓砂岩下部发現了两层植物化石。根据他們的鑑定，上层化石为属于早石炭世杜内期的 *Lepidodendron* spp., *Cyclostigma* cf. *asiaticum* Radez 等；下层化石为属于晚泥盆世法門期的 *Cyclostigma kiltorkense* Haughton 植物羣，并同一种腕足类 *Lingula* sp. 生在一起。1955 年，敖和唐鑫曾在长沙东南 17 公里石燕鋪附近的岳麓砂岩下面，发現了属于上泥盆統錫矿山組标准化石云南貝 (*Yunnanella synplicata* Grabau)。于是他們就以"論岳麓砂岩"为題在地質学报第39卷第4期发表了带有結論性的意見：肯定岳麓砂岩是代表海相上泥盆統錫矿山組和海相下石炭統孟公坳組之間的一个陆相沉积建造，并認为可与长江下游一带的五通砂岩相对比。这样，一方面就認定了岳麓砂岩自上层植物化石以上应該同雪峯砂岩相等，另一方面也就否定了这部分岳麓砂岩是和錫矿山組同期的异相沉积。

但是，还有一种意見却不同意敖等的这种結論，并举出如下事实：

1) 在岳麓山岳麓砂岩剖面中敖等所发現的两植物层实际上为同一层；

2) 上述植物层的成分如 *Lepidodendron* sp. *Cyclostigma* cf. *asiaticum* 和 *Cyclostigma* sp. 根据李星学的鑑定，前一种应該是 *Lepidodendropsis* sp.，后二种应該是 *Sublepidodendron* sp.。这些都是晚泥盆世法門期，而不是早石炭世杜内期的产物。

3) 在层位上，岳麓砂岩和雪峯砂岩是不相同的。前者是直接整复于佘田桥組之上，和錫矿山組为同期的异相沉积；而后者則是直接整复于錫矿山組之上，为下石炭統孟公坳組底部的陆相建造。这种看法同笔者过去(1938年)基本一致。

根据現有資料的分析研究，笔者認为，这两种論点都有进一步商討的必要。为了有助于問題的解决，特在这里提供几点个人意見作为探討这一問題的参考。

1. 岳麓山岳麓砂岩中的植物化石，据我所知，的确不止一层，不过保存得都不很好，要想把它們很准确地从"属"鑑定到"种"是有困难的。因此，这里的問題不在于被发現的化石究竟有几层，而在于化石的鑑定是否正确可靠。从李星学的鑑定結果来看，所发現的化石，不管来自几层，只有属于晚泥盆世的"属"如 *Lepidodendropsis* 和 *Sublepidodendron*，而尚无眞正地属于早石炭世的"属"——*Lepidodendron*。其次，从敖等所测制的岳麓山地层剖面 (1959，地質学报，第 39 卷，第 4 期，447 頁，图 2) 来看，岳麓砂岩是直接整复于含有佘田桥組标准化石 *Atrypa hunanensis* Tien 的黄色頁岩之上，在其下部厚約60米的灰色或灰白色薄状頁岩夹层中发現植物化石两层，下层与腕足类 *Lingula* 生在一起。这两层化石相隔約 11 米，不但沉积完全連續，而且岩性完全相似，这和李的化石鑑定結果是一致的。因此，我同意后者的看法，在地层划分上，应該把这两层作为一层看待，也就是說这两层的时代同属于晚泥盆世法門期。

2. 1955 年，敖振寬同唐鑫在石燕鋪附近发現錫矿山組下部的标准化石云南貝——*Yunnanella synplicata* Grabau。1958 年，敖为查明錫矿山組同岳麓砂岩的关系，再往这一带测制地层剖面。从剖面图 (1958，地質論評，第 18 卷，第 4 期，320 頁，图 2) 上看，云南貝是在一层夹于厚約 6 米的灰色及灰白色頁岩中的薄状灰岩內发現，它同上复的厚达 100 米以上的岳麓砂岩呈整合接触，其間并无任何沉积間断，同下伏的含有弗拉斯期标准石燕 (*Cyrtospirifer*) 的佘田桥組有一小段为浮土所掩，未連續見到。云南貝的发現，証明法門初期的海浸前鋒曾一度到达长沙南东郊区。但是，敖等据此認定，在它之上的岳麓砂岩就是属于早

---

* "論岳麓砂岩"一文見"地質学报"第39卷第4期。

石炭世杜内期的雪峯砂岩，这看来是有問題的。笔者認为，这里发現的云南貝是 *Yunnanella synplicata* Gr. 一种，是代表錫矿山組馬牯脑灰岩最下的一个化石帶。在标准剖面中錫矿山組这个化石帶之上还有厚达230米的灰岩，从下到上分別含有 *Y. supersynplicata* Tien, *Hunanospirifer wangi* Tien. *Camarotoechia hsikuangshanensis* Tien 和 *Tenticospirifer hsikuangshanensis* Tien 四个化石帶，再上才为屬于杜内期的雪峯砂岩。事实很清楚，石燕舖的岳麓砂岩只是和岳麓山的岳麓砂岩上部相同，并且都代表上述四个化石帶在法門期海浸退程中的陆相建造。至于岳麓山岳麓砂岩下部，即含有海相 *Lingula* 和法門期植物在一起的那一部分就应該和石燕舖錫矿山組含有 *Y. synplicata* Gr. 化石帶的部分相当，而且是代表它在海浸进程中的泻湖相沉积。換句話說，就是当携带 *Y. synplicata* Gr. 动物羣的法門期海浸前进到长沙市南郊时，岳麓山一带适处于海滨的泻湖地位。这种情况和岳麓砂岩見于长沙市以北全为很厚的純陆相建造，而見于該市以南則逐步变薄，同时錫矿山組却相反地逐步变厚这一事实，也是完全相吻合的。于此可見，岳麓砂岩之为錫矿山組在法門期海浸时的异相沉积而和雪峯砂岩迥然不同，更是信而有証了。

3. 过去一般都認为：凡整复于佘田桥組之上的石英质砂岩是岳麓砂岩，而整复于錫矿山組之上的石英质砂岩則是雪峯砂岩。現在看来，前一句話还可成立，而后一句話則必須加以修正。因为在后一种情况下，它是不是雪峯砂岩就要完全取决于它是不是如見于宁乡雪峯山一样的直接盖在錫矿山組 *Tenticospirifer hsikuangshanensis* 帶之上，如果不是这样而是同見于石燕舖那样的直接盖在錫矿山組 *Yunnanella synplicata* 帶之上，那就可以肯定地說，它是岳麓砂岩而不是雪峯砂岩了。

但是，反过来說，我們現在的确也还沒有足够的論据来肯定长沙岳麓山及其附近的平山、新塘坡，丁家园一带的岳麓砂岩頂部就无相当于雪峯砂岩的存在。該带岳麓砂岩出露的剖面虽然都或多或少地不够完整，可是出露的厚度却都在300米以上，而且在其頂部都普遍地見到鋁土質的薄岩层。这一普遍見到的事实，应該特別給予注意，因为它表示了有一个相当长的侵蝕期的存在，也就是沉积間断。因此，使得我个人就不能不有这种的看法：这里具有侵蝕面的岳麓砂岩頂部可能就是雪峯砂岩之中的一个相当部分，而为另一期或即杜内期海浸前进时的一种滨海的湖相沉积。这种看法如果是正确的話，那就应該把具有鋁土質层的那部分砂岩从岳麓砂岩划分出去，而且在它的下面还一定会有一个代表沉积間断的侵蝕面存在。

4. 关于岳麓砂岩和五通砂岩对比問題，前面提到的两种意見都同笔者过去的看法一样，認为二者可相对比。但是，根据最近几年对五通砂岩中的沟鱗魚和植物化石詳細研究的結果，不仅肯定了它全是上泥盆統，而且还認为它有过渡到中泥盆統的可能；因为見于它的下部的沟鱗魚和植物化石中都有很多具有中泥盆世基雏特期成分。这样，它和只代表上泥盆世末期——法門期的岳麓砂岩就不完全相同了，如果要說二者可相对比的話，也只能說它的上部可和岳麓砂岩相当而已。

最后，为了彻底解决岳麓砂岩时代和对比問題，我誠恳希望持有如前所述两种不同看法的双方能够在最近期内分赴岳麓山、平山、新塘坡、丁家园和石燕舖各处进行工作，对被浮土掩盖的部分都能够进行充分揭露。因为这些被掩盖的部分，根据过去的經驗，往往是薄状泥质层或鈣质层所在的地方，也是找寻化石最有希望的地方。假如在石燕舖 *Yunnanella synplicata* 帶之下果眞找到 *Yunnanellina* 帶和在岳麓砂岩中、上部果眞找到法門期化石，以及在岳麓山和新塘坡到丁家园一带含鋁土质岩层的岳麓砂岩頂部果眞找到杜内期化石或在其下找到眞正的侵蝕面，那就不仅对于岳麓砂岩一切爭点的解决具有决定性的意义，而且在地层学上、古地理学上也将是一个重大的貢献。

上述几点看法是否正确？欢迎广大讀者同志們批評指正。

对"在接触式矿床傾斜岩层单面来水的条件下計算坑道湧水量的新公式"一文的意見

張　振　国

地質論評第 19 卷第 3 期 (1959) 上刊登了张永交的"在接触式矿床 傾斜岩层单面来水的条件下計算坑道涌水量的新公式"一文，讀过以后，覚得某些間題尙需研究，現在把个人的意見提出，以供商討。

张在該文中对大井法公式的应用条件做了正确的評論，并着重指出了在水平排水渠道的公式中影响半径"R"很难准确求出，这給涌水量計算带来了很大的誤差。因此，张推导了如下两个新公式来提高計算精度：

$$1.\ \Omega = B\frac{\theta KS}{\ln\frac{R}{r}} = 0.434BK\frac{\theta S}{\lg\frac{R}{r}}$$

（适合含水层底部傾斜的条件）

$$2.\ \Omega = \frac{\pi K(H^2 - h^2)}{\ln R - \frac{1}{X_n - 1}[X_n \ln X_n - (X_n - 1)]}$$

（适合含水层底板呈水平状态的条件）

（一）对第一个新公式的意見：早在 1951 年苏联学者 A. H. 柯斯嘉可夫 (Костяков) 就已导出：当含水层厚度"无限大"时，潜水流向圓形断面的不完整水平坑道的涌水量公式：

$$\Omega = \frac{2\alpha KH_1B}{\ln R - \ln r}$$（見卡明斯基的"地下水动力学原理"和克利門托夫的"地下水动力学"）

符号含义見图 1。

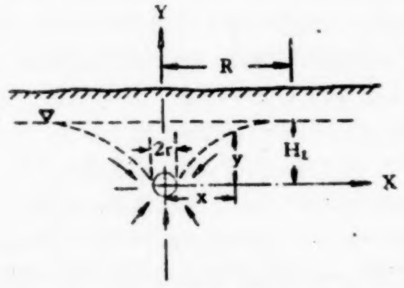


图 1

若垂直坑道的水流断面为任意角 θ 的扇形（图 2），則 $2\alpha = \theta$，$S = H_1$，这时涌水量公式为：

$$\Omega_\theta = \frac{\theta KSB}{\ln R - \ln r} = \frac{\theta KBS}{2.3\lg\frac{R}{r}} = 0.434\,BK\frac{\theta S}{\lg\frac{R}{r}}.$$

由此可見，张的第一个公式与該式实际上完全一样。柯斯嘉可夫公式发表的时間要早，故张的第一个公式不能称为新公式，而只是用实际資料証明了柯斯嘉可夫公式的正确性。

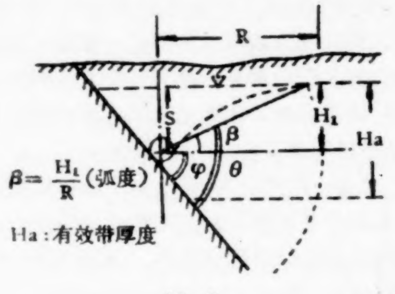


图 2

如果坑道的断面呈梯形或矩形时，公式中的 r 可用下式求得：$r = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$（F——坑道横断面面积）。在张的文中 r 值是选用坑道排水沟寬度之半，这是不合理的，因为所謂坑道底板进水意味着整个坑道底板全部进水，并不只是排水沟底板进水。

（二）对第二个新公式的意見：张的第二个公式是根据干扰井羣涌水量計算公式导演出来的：

$$\left.\begin{aligned} \Omega &= \frac{\pi K(H^2 - h^2)}{\ln R - \ln X_0} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (a) \\ \ln X_0 &= \frac{1}{n}\ln X_1 \cdot X_2 \cdots X_n \cdots\cdots\cdots\cdots (b) \end{aligned}\right\}$$

此式是用于計算环形、正方形、長方形和其它不規則形状的干扰井羣涌水量的，只有当井羣長

軸与短軸之比小于5，最大也不应超过10时，才較精确；而张却把它应用于直綫干扰井羣，这是錯誤的。因此，在这基础上推导出来的第二个新公式是不正确的，不能用于水平坑道涌水量的計算。

消息报导与学术动态

第四紀地質座談會報導

孙　殿　卿

今年四月廿七日至廿九日在北京举行了第四紀地质座談会。这次会的目的是：一、根据国家当前的要求——各行各业大力支援农业，討論第四紀地质研究工作需要应如何加强組織領导，以利开展工作；二、有关第四紀地质会議的四篇文章內容进行討論提出修改意見。参加这次座談会的共有四十余人，主要是在北京的各研究单位和业务部門，各大区的有关单位也有代表参加。中国第四紀研究委員会李四光主任委員，楊鍾健副主任委員，科学院地学部尹贊勳主任和在京有关研究单位負責同志都出席了这次会議。这次会議还座談了学术上的一些問題，参加者一致感到滿意，覚得很有收获。

座談会第一天由李四光主任委員講話，他着重說明必須大力加强第四紀地质的調查研究工作的重大意义，同时还检查与总結了几年来第四紀研究工作情况，他說：根据調整、巩固、充实、提高的方針和大力支援农业的要求，我們来考虑如何开展第四紀研究工作，建立什么样的組織来推动这方面的工作。对理論研究方面也要有长期打算，头痛固然应該医头，但更需要了解痛的原因，一定要想办法去抓問題的核心。在学术探討方面既要貫徹、执行中央政策，也要适应学科的要求，在坚持"百花齐放，百家爭鳴"方針之下也要注意态度，尊重对方的意見。并要求大家深入作調查研究工作，埋头苦干，对于問題要有"穷追"到底的精神。我們反对"地质科学只是描述"性的地质科学，例如他在提到新构造运动时說：我們不仅要仔細描述現象，还要探寻它分布的規律、成生的关系。最后談到第四紀古气候变化的規律問題，若能对其有进一步認識对农业远景規划是有关系的。大家一致同意李四光主任委員的意見，要树立对問題"穷追"到底的精神。

廿八日上午由孙殿卿、刘东生、裴文中和吳汝康报告，主要有：（一）大冰期时代中国的冰川遺迹；（二）中国的黄土；（三）广西柳城巨猿洞及其他山洞中的哺乳动物化石；（四）巨猿的系統地位及其在进化上的意义。当日下午及廿九日上午分为冰川、黄土和古生物地质三个小組結合中国第四紀研究的主要問題进行討論。在討論中充分发揚"百家爭鳴"的精神，列举事实，各抒己見。在冰川方面大家提供了很多事实材料，一致認为中国第四紀冰川遺迹分布是相当广泛的，而且有多次冰期发生。在黄土方面，根据化石、层位、岩性和剝蝕面把黄土分为上、中、下三层的意見，基本是一致的。对黄土成因及其与冰川作用的关系也进行了热烈討論。在广西柳城巨猿洞及其他山洞中哺乳动物化石文章中，提出中国南方第四紀的所謂"大熊猫——劍齿象动物羣"不能象从前認为它只生存于单一的地质时期，而是在全部更新世生有的一个"綜合动物羣"。从动物的正体上看，多数种类都生活下去，仅有体型大小和一些不重要性质的变化。但也有不能忽視的就是到更新世中期有一定的种类灭亡了。在巨猿的系統地位及其在进化上的意义文章中提到：人科从猿科分出的时期可能在中新世，甚至在漸新世。認为巨猿以及南方古猿都是属于前人亚科，营地面生活，能直立或近乎完全直立，但脑子还較小，还不能制造石器工具。从巨猿的形态来說，可能前人系統在更新世初期之末灭絕的一个旁支。大家对这两篇文章內

容均感到很大兴趣。

廿九日下午李四光主任委員，楊鍾健副主任委員分別作了总結性的发言。大家認为研究中国第四紀地質、冰川、黄土，新构造和地层与古生物是重点的方面。这几方面有了头緒可以带动其他方面的进展。而冰川作用与其他各个方面都有关系，第四紀是一个整体，将冰川研究深入一步对进一步考虑其他方面是有很大好处的。今后需在不同情况下找些典型的地区和典型的剖面研究：埋藏土壤的特点、层位、变化和成因。黄土分期問題，根据事实，考虑冰期和間冰期配合起来；三期黄土，找某些冰期显示清楚的区域，联系起来进行工作，作出結論。生物羣的問題比黄土还要复杂，因此一下子得出結論更有危险性。可以考虑与冰川、黄土有密切关联的生物先进行研究，以便取得相互驗証，取得訊識。最后建議为了更好地推动第四紀研究工作，成立四个中心联絡組，它們是：第四紀冰川研究工作中心联絡組，黄土研究工作中心联絡組，新构造与地貌研究工作中心联絡組和第四紀地层古生物研究工作中心联絡組。

華北前寒武紀地質及變質岩研究現場會議報導

前 寒

四月下旬在地质部地質科学研究院主持下及山东省地質厅的大力組織下，在烟台召开了中国华北前寒武紀地質及变質岩研究的现場会議，参加会議的有有关省地質局（厅）、研究所和院校以及山东的一些地質队的工作人員。会議内容包括野外观察和室內座談、报告。会上交流和討論了几年来我国北方在前寒武紀地質及变質岩方面的研究方法、工作經驗及新的工作成果，展出和观摩了有关的各种地質图件，并討論了今后工作方向。

通过实地观察和座談，大家認为对山东和辽宁地区的泰山羣、胶东羣和鞍山羣可以对比，时代属太古代；多数人也同意粉子山羣和辽河羣相对比，但究应划归太古代或元古代，認識尚未一致；胶东的蓬萊羣和辽东旅大地区的震旦系对比沒有詳細討論，但不少同志根据岩性和所含藻类化石的外部形态認为二者可能是相当的。在接触关系方面，北京地質学院区测队認为粉子山羣系区域性超复于泰山羣（胶东羣）之上，同时有一期晚于泰山羣而早于粉子山羣的混合岩化作用；而长春地質学院区测队則認为两者之間沒有明显的沉积和构造間断，且受同期的混合岩化作用影响；多数人認为粉子山羣和其上蓬萊羣之間存在着較大的間断；也有不少人認为是不整合；少数人表示怀疑。

关于太行山等地滹沱羣之前的变質岩系，譚应佳仍認为由下而上应分成阜平羣、建平羣、五台羣三套。而陈晉鑣提出只分两套的修正意見，且認为建平羣底部砾岩中的"砾石"是受深度变質和混合岩化作用所造成的含有矽綫石的各种形状的团块。杜汝霖提出山西繁峙以西的桑干羣可能是五台羣下部地层的深变質相。会議对这些意見未能深入討論、做出結論。此外关于滹沱羣是否等于下震旦統、寒武系和震旦系的分界綫究应放在下馬岭組之下或豹皮灰岩与狹义的景儿峪組之間等問題，1960年有关单位曾做了許多野外工作，在会上也提出了进一步的意見，因限于时間，亦未作正式討論。

会上董申葆等报告了試編辽宁、胶东等地前寒武紀大地构造图和变質成矿图的編图原則和方法，还提出了有关变質建造的划分准則及意义。馬杏垣提出了有些地区的前寒武紀地层的构造特征是以平緩的穹状为主，不一定构造十分复杂；也有人表示不同看法。到会同志一致認为前寒武紀大地构造和变質建造的研究是地質科学中的一个新方向，在已有成就的基础上，将会得到进一步的发展。

程裕淇介紹了前寒武紀及变質岩研究方面几年来所获得的絕对年龄、孢子、藻类等鑑定結果資料。值得报导的是，河南登封杂岩的时代老于23.5亿年（一个白云母样品测定）；吕梁山地区老变質岩系中部的时代也老于20—22亿年（两个白云母

样品测定)；五台山区滹沱羣的东冶白云岩及豆村板岩、茶房子灰岩和寒武系下部以及蓟县震旦系上、中、下統五个組中，均找到了大量的孢子；又根据藻类外形为主的初步鑑定結果，認为蓟县和旅大地区的震旦系的几个組，可大致对比，而旅大地区的震旦系的一部分含藻类层位也可和蓬萊羣的相应层位对比。

程裕淇向大会提出区域变質岩石的分类和命名的方案（修正初稿），这两个方案是在初步检閱了世界已有分类表或习惯用法的基础上又根据長春、北京两地質学院和河北区域測量队对1958年所提出初步方案的修正补充意見拟定的。分类表中对原岩成分、变質深浅及混合岩化后的特征均有所反应。命名方面企图体現理論性与实用性相結合的原則，也考慮到变質作用过程中不同岩石类型各种特征变化的共同性和特殊性，并适当反映不同岩石类型所經历的变質作用的发展过程。具体命名时一般采取主要矿物成分和岩石显著的构造特征相結合的办法，并建議对参加命名的矿物名称，应加以簡化。对这两个方案到会人員提出了一些修改意見，并認为在目前資料尙不完善的情况下經修改后可考虑作为試行方案。

在会議过程中，与会人員对华北前寒武紀地层中的含磷层位、磷酸盐化現象及找矿方向等問題也进行了探討。

总的来看，会議检閱了过去工作中的成就，交流了經验，探討了許多問題，統一了一些認識，对今后有关工作的进一步开展将起到积极的推动作用。

地質学报征稿启事

本刊的基本任务是：貫彻执行党在科学技术方面的方針政策，广泛介紹并交流地質科学方面的研究理論及工作經驗，以提高我国广大地質工作者的技术业务水平，使我国地質工作更好地为社会主义建設事业服务。它的編輯、出版方針是：以毛泽东思想为指导，在地質科学領域中确立辯証唯物主义的立場、观点和方法；貫彻党的百花齐放、百家爭鳴的方針；提倡理論联系实际的实事求是的作风；貫彻普及与提高相結合，并以提高为主的原则；以刊載內容充实、質量較高的科学技术理論著作为主，輔載学术动态、評述等方面的文章。

二、本刊是广大地質工作者学术活动的重要园地，希望讀者踊跃投稿。

（1）来稿需用方格稿紙横写清楚，附表要工整；文中插图务必要用黑墨繕繪在透明紙上；照片、插图的位置要在文稿中注明；遇有欲排斜体字的外文学名等，請在其下标以横綫。

（2）来稿必須附中文摘要，内容要求簡明扼要。有外文（俄、英）写作能力者，必須作外文摘要及附外文題目。

（3）来稿文字力求簡練，以不超过 20,000 字为宜；用語要力求准确，并注意标点的确切用法。

（4）凡註释等項，均置于本頁文稿下方，并按其先后标以序号。

（5）参考文献一律置于正文之后，并須写明該文献的作者姓名、論文題目（或专著名称）、刊物名称（或出版社名称）、发表年代、书頁等。

（6）外文摘要、外文文献請用打字稿或正楷书写稿。

（7）本刊欢迎組織推荐稿件。

（8）本刊編委会对来稿有删改权。

（9）对不拟采用的文稿，均妥予退还。

（10）来稿凡經刊登即付稿酬。

（11）来稿請註明作者的眞实姓名、服务机关及詳細通訊处与稿件寄出日期，以便进行联系。

三、敬希广大讀者随时对本刊提出您的希望、要求与批評，以資改进我們的工作。

来稿請寄：北京西郊百万庄中国地質学会地質学报編輯部。

中国地質学会地質学报編輯部啓

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ (Том 41 № 1)

Содержание

Некоторые вопросы об осаждении калийных солей в закрытых соляных озерах Китая ……… Юань Цзянь-чи (1)

Предварительный опыт по составлению гидрогеологической карты на службу орошению полей в одной предгорной равнине в провинции Хэнань ……… Цзи Чуань-хао (6)

Пусть рудничная вода ещё лучше служит орошению культурных полей ……… Ван Жуй (13)

Открытие флишевой формации и обсуждение вопроса несогласий в бансийской досинийской серии в Западном Хунань ……… Ван Хэ-нянь (16)

Вопросы стратиграфического расчеленения и корреляции досинийских толщей в южном районе Ляонина ……… Юй Шао-цю (23)

Некоторые основные вопросы геотектоники Китая ……… Ма Син-юань, Ю Чжэнь-дун, Тань Ин-цзя, Ян Вуэ-жань, Ли Дун-сюй, У Чжэн-вэнь (30)

Связь между температурой образования сфалерита и его физико-химическими свойствами в некоторых полиметаллических месторождениях Восточного Ляонина Китая ……… Ян Сян-ши (45)

О значениях метаморфизма в процессе образования богатых руд железорудных месторождении аншаньского типа ……… Гуань Туан-юэ (65)

О петрографии углей и геологических факторах одного угольного бассейна ……… Хуан Чжэнь-юй (77)

Замечания к статье "Об юэлуйских песчаниках" ……… Тянь Чи-цзюнь (88)

Замечания к статье "Новая формула для подсчета дебита в выработки из одной боковой стороны наклонного пласта месторождений контактового типа" ……… Чжань Чжэнь-го (90)

Сообщения о беседах по четвертичной геологии ……… Сунь Тэнь-чин (91)

Сообщения конференции по изучению геологии и метоморфических пород докембрия севера Китая ……… Чен Хань (92)

ACTA GEOLOGICA SINICA (Vol. 41. No. 1)

Contents

Some problems on the deposition of potassium salts of the continental salt basins of China ······ Yuan Tsyen-che (1)
Preliminary experiences in the compilation of the irrigation-hydrogeological map of the plain along front ranges ······ Je Chuan-hao (6)
The utilization of mine water for irrigation ······ Wang Rui (13)
On the discovery of flysh formation and discussion on the Pre-Cambrian Pan-chi series, W. Hunan. ······ Wang Ho-nyen (16)
On the subdivision and correlation of Pre-Sinian strata in S. Liao-ning region ······ Yu Jou-chu (23)
Some fundamental problems in Chinese geotectonics ······ Ma Hsing-yuan, Yu Cheng-dong, Tan Ying-chia, Young Wie-zhan, Lee Dong-show, Wu Zhen-wen (30)
On the relation between the physico-chemical character and temperature of formation of certain sphalerite deposits in Eastern Liao-ning ······ Yang Hsiang-shih (45)
On the significance of metamorphism in forming enriched ores of the An-shan type of iron deposites ······ Kuan Kuang-yo (65)
On geological and coal petrographical characteristics of a coal field ······ Huang Chen-yu (77)
Discussion on "Yohlu sandstone" ······ Tien Che-chrin (88)
Discussion on "A new formula for estimating mine water under unicurrential-inclined beds condition in contact deposit" ······ Chang Chen-Kuo (90)
Research of the meeting of quaternary geology ······ Sun Tien-qin (91)
On the field conference for the study of Pre-Cambrian geology and metamorphic rocks of North China ······ Chien-Huan (92)

地质学报　第四十一卷　第一期

（季　刊）

Acta Geologica Sinica　Vol. XLI, No. 1

編輯者	中国地質学会 地質学报編輯委員会
出版者	科学出版社
印刷者	中国科学院印刷厂
发行者	科学出版社

(京) 1,371—3,370　　1961年7月出版

定价：0.70元

本刊代号：报 2—113